

**Zeitschrift für Geomorphologie**

**Annals of Geomorphology**

**Annales de Géomorphologie**

HERAUSGEGEBEN VON  
**H. MORTENSEN, GÖTTINGEN**

IN GEMEINSCHAFT MIT  
J. P. BAKKER, AMSTERDAM / A. CAILLEUX, PARIS / D. L. LINTON,  
SHEFFIELD / N. NIELSEN, KØBENHAVN / R. J. RUSSELL, BATON  
ROUGE / H. SPREITZER, WIEN / F. E. ZEUNER, LONDON

SCHRIFTFLEITUNG  
JÜRGEN HÖVERMANN, BERLIN

---

**GEBRÜDER BORNTRAEGER BERLIN-NIKOLASSE**

# ZEITSCHRIFT FÜR GEOMORPHOLOGIE

Annals of Geomorphology

Annales de Géomorphologie

## Inhalt

1961 Heft 2

### A. Abhandlungen

|  | Seite |
|--|-------|
| BIROT, P.: Réflexions sur le profil d'équilibre des cours d'eau II.III (avec 5 figures)      | 89    |
| KRÁL, V.: Stand und neue Ergebnisse der Geomorphologischen Forschung in der Tschechoslowakei | 106   |
| YOUNG, A.: Characteristic and limiting slope angles (with 1 figure)                          | 126   |

### B. Berichte und kleine Mitteilungen

|  |     |
|--|-----|
| GELLERT, J. F.: Ein Musterboden auf dem Schwarzrand in Südwestafrika (mit 8 Abbildungen) | 132 |
| NEEF, E.: Einige Bemerkungen zur Gliederung des Pleistozäns                              | 138 |

### C. Literaturberichte und Rezensionen

|  |     |
|--|-----|
| SCHARLAU, K.: Klimamorphologie und Luftbildauswertung im Hochland von Iran | 141 |
| Rezensionen  | 145 |
| Hinweise auf geomorphologisches Schrifttum                                 | 150 |

---

*Mitarbeiter dieses Heftes:* Prof. Dr. P. BIROT, Paris/Frankreich, Inst. de Géographie de l'université, 191, rue St. Jacques; Prof. Dr. J. F. GELLERT, Potsdam/Deutschland, Helene-Lange-Straße 8; Prof. Dr. K. GRIPP, Kiel/Deutschland, Niemannsweg 168; Prof. Dr. J. HÖVERMANN, Berlin-Steglitz/Deutschland, Grunewaldstraße 35; Dr. E. G. KANNENBERG, Leinfelden, Stuttgart/Deutschland, Jahnstraße 7; Dr. V. KRÁL, Praha 2/ČSSR, Albertov 6; Prof. Dr. E. NEEF, Leipzig O 27/Deutschland, Güldengossaerstraße 13; Prof. Dr. A. PISSART, Liège/Belgien, Institut de Géologie et Géogr.physique, 7 Place du 20 aout; Prof. Dr. K. SCHARLAU, Marburg(Lahn)/Deutschland, Biegenstraße 30; A. YOUNG, Zomba/Nyasaland, P. O. B. 87

---

*Die Zeitschrift für Geomorphologie* erscheint jährlich in 3 bis 4 Heften im Umfang von etwa insgesamt 20 Bogen zu 16 Seiten. Das Abonnement verpflichtet zum Bezug eines ganzen Bandes und verlängert sich jeweils um ein Jahr, wenn es nicht spätestens unverzüglich nach Erscheinen des letzten Heftes eines Bandes abbestellt wird. Einzelne Hefte werden nach Umfang und Ausstattung gesondert berechnet.

*Bezugspreis:* Jährlich 45,— DM zuzüglich Versandkosten; Übersee: 13,50 USA \$ einschließlich Versandkosten.

*Schriftleitung:* Professor Dr. Jürgen HÖVERMANN, Berlin-Steglitz, Grunewaldstraße 35, Geographisches Institut der Freien Universität.

*Verlag:* Gebrüder Borntraeger, Berlin-Nikolassee, An der Rehwiese 14.

*Druck:* Felgentreff & Co., Berlin SW 61, Zossener Straße 55.

*Alle Rechte, auch die der Übersetzung, des Nachdrucks, der photomechanischen Wiedergabe und der Herstellung von Mikrofilmen von Teilen der Zeitschrift oder im ganzen sind vorbehalten.*

© 1961 by Gebrüder Borntraeger, Berlin-Nikolassee

Printed in Germany

Gedruckt mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft



## Réflexions sur le profil d'équilibre des cours d'eau II. III.

Par

P. BIROT, Paris

Avec 5 figures

### DEUXIEME PARTIE

#### Les caractéristiques moyennes des lits naturels en fonction du débit

On peut être tenté de rechercher dans les caractéristiques moyennes des lits naturels les relations les plus communes entre les variables interdépendantes, et aussi les rapports qui les unissent aux variables indépendantes  $Q$ ,  $D$  et  $G_s$ . Ce qui permettrait d'établir des *équations empiriques* des profils d'équilibre longitudinaux et transversaux.

A cet égard, l'effort le plus remarquable a été réalisé par LUNA LEOPOLD et ses collaborateurs. A partir d'un grand nombre de rivières des USA, ils proposent les relations suivantes définissant la géométrie moyenne des lits, et les variations systématiques des paramètres hydrauliques les plus usuels d'amont en aval pour les débits annuels moyens.

$$B = Q^{0,5} \quad - \quad H = Q^{0,4} \quad - \quad I = Q^{-0,45} \quad - \quad V = Q^{0,1}$$

$$\text{d'où} \quad \frac{B}{H} = Q^{0,1} \quad - \quad IH = Q^{0,05}$$

La dispersion par rapport à ces valeurs moyennes est plus ou moins forte. Une des relations les plus constantes est celle qui fait apparaître que la largeur augmente vers l'aval, à peu près comme la racine carrée du débit annuel moyen. Ceci figure déjà dans les données de Lacey relatives aux canaux d'irrigation de l'Inde qui, au bout de quelques années, ont ajusté spontanément leurs profils d'équilibre pour évacuer une quantité d'eau et d'alluvions qui ne change pas d'amont en aval, ce qui permet de discriminer mieux l'action respective des différents facteurs. Une des formules fondamentales de Lacey est en effet:  $P = K Q^{0,5}$ ,  $K$  variant très faiblement autour de 2,65 (en mesures anglaises). Cette

faible variation est due probablement au fait que la granulométrie est elle-même peu variée entre 0,1 mm et 0,5 mm. Or P est peu différent de B.

De même une relation a été établie par RYBKINE, basée sur l'étude de 121 rivières russes

$$B = a_1 Q^{0,57} I^{0,07} K^{0,13}$$

Ici K désigne un coefficient exprimant l'amplitude des oscillations interannuelles.

Cette formule vaut encore pour les lits à écoulement temporaire, même pour les talweg de premier ordre (c'est-à-dire les plus médiocres) dans le domaine semi-aride du Nouveau Mexique.

Ces exposants représentent la moyenne d'un grand nombre de cours d'eau. Pour chacun d'entre eux, la relation est vérifiée de façon bien plus satisfaisante, sans doute parce qu'ils connaissent un régime hydrologique homogène, c'est-à-dire des courbes de débit cumulatives analogues pour les différentes stations.

La profondeur augmente en règle générale moins vite que la largeur, en fonction du débit. L'exposant est de 0,22 dans les relations de RYBKINE, et de 0,4 pour les rivières américaines. De même, dans les canaux d'irrigation de l'Inde,

le rapport  $\frac{B}{H}$  varie comme  $Q^{1/6}$ .

Cependant les grandes artères comme le bas Mississipi voient de nouveau leur profondeur augmenter vers l'aval plus vite que leur largeur.

Les variations dans le rapport B/H dépendent aussi de la granulométrie des alluvions du fond du lit et des berges. Si nous considérons les canaux de l'Inde dont le fond est composé de sable fin plus mobile que le limon des berges, le rapport largeur/profondeur est particulièrement faible. En effet, dans ce cas, la vitesse au voisinage des parois n'a pas besoin d'être beaucoup réduite par rapport à celle du fond du lit pour que les berges restent fixes. D'autre part, des sables fins se déplacent rapidement, même pour une faible force tractrice, et passent facilement en suspension; dans ce dernier cas, ils se répartissent sur toute la section mouillée et la capacité de transport dépend beaucoup moins de la largeur du train de roulement. — Inversement une rivière de piedmont comportant des berges facilement affouillables, composées soit de roches en place, soit des alluvions sableuses de la plaine d'inondation, doit transporter un pavage grossier de galets. Pour que le profil soit stable, la vitesse sur les parois doit être incomparablement plus faible que celle du fond du lit. D'autre part, les galets ne peuvent se transporter que par roulement et la capacité de transport augmente linéairement avec la largeur du lit.

Dans les canaux de l'Inde, l'influence de la charge solide  $G_s$  sur la forme de la section mouillée a pu être dégagée dans la formule suivante

$$\frac{B}{H} = A Q^{1/6} (G_s)^{7/12}$$

Si dans les très grandes rivières proches de leur embouchure le rapport B/H diminue de nouveau, c'est probablement parce qu'une quantité croissante de débris circule en suspension. Mais on sait que nous manquons de données d'observation sur le débit solide de charriage, ce qui nous interdit de rechercher une corrélation précise entre la forme du lit et le rapport du débit solide en suspension au débit solide charrié.



Si la vitesse moyenne reste constante ou même s'accroît légèrement, c'est principalement par suite de la diminution de la *rugosité*. La rugosité totale peut être évaluée à partir de la formule de STRICKLER-MANNING et de celles de LUNA LEOPOLD.

$$n = Q^{0,13}$$

La rugosité propre aux alluvions commence à faire l'objet d'un certain nombre d'études systématiques. On procède à la détermination du diamètre moyen dans une série de coupes transversales du lit régulièrement espacées. Les données jusqu'ici recueillies concernent surtout des rivières peu importantes des Appalaches ou des massifs hercyniens français (Institut de Géographie de Paris 1955—1960), ceci pour des raisons pratiques évidentes: les prélèvements peuvent se faire à la main lors des basses eaux estivales, la tranche d'eau ne dépassant pas alors 1,50 m. Il n'est pas dans notre propos de discuter ici les méthodes; mais il faut insister sur le fait que le relèvement doit être continu, au moins sur de larges sections, de manière à intégrer les fractions sableuses du lit à la granulométrie totale.

Bien entendu, un résultat banal est que la taille moyenne décroît vers l'aval, mais avec beaucoup d'irrégularités. On note de longues sections de 10 km (et davantage) où  $D$  ne se modifie pas (parfois même augmente légèrement). Ainsi que le remarque HACK, la confrontation avec  $Q$  ne fait apparaître de variations véritablement systématiques que dans des structures homogènes, ou composées de roches de résistance analogue.

Mais sur ces petites rivières, les mesures directes du débit sont en très petit nombre, d'où la faible valeur des corrélations établies jusqu'à présent. Ceci vaut également pour les tentatives d'évaluer la résistance provenant des irrégularités du lit, qui supposent la connaissance de  $D$  et de  $V$ . Le tronc principal de la Brandywine dans les Appalaches a été prospecté de cette façon, ainsi que les oued du Nouveau Mexique. On a relevé dans les deux cas, en effet, la granulométrie du lit et la vitesse moyenne en même temps que  $I$ ,  $H$  et  $B$ . On peut en déduire la rugosité propre aux accidents de grande taille du lit (à condition d'admettre que le régime est uniforme, c'est-à-dire que la perte de charge est représentée approximativement par la pente de l'eau, ou celle du lit à défaut). Dans le chenal de Brandywine, de l'amont à l'aval, alors que le débit croît de 1 à 10, le diamètre médian des alluvions décroît de 5 à 1. Or la résistance totale décroît de 3 à 1. Comme le diamètre des alluvions intervient dans la résistance proportionnellement à  $D^{1/6}$ , on voit que l'essentiel de la diminution de résistance vers l'aval dépend de celle des irrégularités du lit.

Pour les oued du Nouveau Mexique, et aussi les rivières du Kansas, la rugosité totale diminue beaucoup moins vite vers l'aval, comme  $Q^{-0,1}$  ou  $Q^{-0,2}$ . Il en est de même pour le diamètre des alluvions, connu pour les oued du Nouveau Mexique ( $D$  varie comme  $Q^{-0,08}$ ). Ici encore ce sont les variations dans la rugosité propre aux irrégularités du lit qui sont le facteur essentiel.

Les variations de  $I$  sont bien plus considérables. Dans les régions humides, on a le plus souvent:  $I = Q^{-0,7}$  tandis que dans les régions arides  $I$  diminue très lentement vers l'aval.

Plus importante que la vitesse moyenne serait la connaissance de la *vitesse au fond*, puisque c'est elle qui détermine la compétence au charriage. Malheureusement nous disposons d'un nombre infime de données, et on en est réduit à faire

usage de formules générales donnant la répartition des vitesses (p. 5). La formule de KEULEGAN montre qu'au voisinage du fond la vitesse ne dépend que de  $I H$ , lequel diminue vers l'aval. Mais cette formule n'est valable que pour les lits plans. Nous avons vu que la rugosité des dunes augmente peut-être la vitesse au fond. Or cette dernière diminue d'amont vers l'aval. A partir de ces considérations, il faudrait donc supposer que la vitesse au fond diminue vers l'aval. — Au contraire, la courbe de répartition des vitesses utilisée par LUNA LEOPOLD aboutit à la conclusion que les vitesses au voisinage du lit s'accroissent vers l'aval, un peu moins que la vitesse moyenne elle-même.

Pour comprendre le profil transversal d'équilibre, il est également utile de considérer les variations de la largeur, de la profondeur et de la vitesse dans une section mouillée donnée suivant les *oscillations saisonnières*. Dans le lot varié de rivières étudiées par LUNA LEOPOLD & MADDOCK, on a alors.

$$B = a Q^{0,26} \qquad H = b Q^{0,40} \qquad V_m = c Q^{0,34}$$

On remarque que la largeur augmente moins que la profondeur et que la vitesse. Ce phénomène est surtout marqué pour les rivières de climat humide comme la rivière de Brandywine, dans les Appalaches, pour laquelle les chiffres correspondants sont:

$$B = a Q^{0,04} \qquad H = b Q^{0,40} \qquad V_m = c Q^{0,55}$$

Au contraire, dans les climats secs, le lit majeur comporte communément un ou deux chenaux supplémentaires par rapport au chenal du lit mineur. Ainsi la modification de la section mouillée porte surtout sur la profondeur, ce qui se traduit nécessairement par une augmentation de vitesse puisque celle-ci est indifférente à la largeur, mais est fonction de  $H^{2/3}$ . Comme la capacité de transport varie avec le cube de cette vitesse, il en résulte que les régimes hydrologiques contrastés sont aussi les plus érosifs. Toutefois on remarquera que l'exposant ne dépasse que de peu l'unité, lorsqu'on exprime le cube de la vitesse en fonction du débit.

Bien entendu, l'ampleur des oscillations saisonnières influe sur les différents indices mesurés d'amont en aval. Pour les forts débits (qui intéressent 10 % de l'année), la vitesse croît vers l'aval avec le débit, suivant un exposant de 2 ou 3 fois supérieur. Celui qui correspond à l'accroissement de la largeur ne varie guère, et celui qui correspond à l'accroissement de la profondeur diminue. Comme la vitesse intervient par son cube dans la capacité de transport, on voit que les régimes hydrologiques les plus contrastés sont ceux qui permettent la plus grande augmentation vers l'aval de la capacité de transport.

Les variations temporelles du débit influent enfin sur la rugosité du lit de façon considérable et suivant des modalités qu'on peut désespérer de quantifier. Des vagues de sable se surimposent aux dunes normales en changeant rapidement de profil (3). Pendant les hautes eaux, les mouilles se creusent, spécialement celles qui sont situées dans les secteurs concaves du lit. Une partie des débris ainsi arrachés surélève les bancs, en particulier ceux des sections droites. — En basses eaux, les mouilles ont tendance à se combler; en particulier les parois concaves sapées en hautes eaux, et qui étaient maintenues par la pression hydrostatique, s'effondrent lorsque celle-ci diminue. Par contre, les seuils entre les mouilles s'usent sous l'action du courant relativement rapide qui relie les mouilles situées à deux

(3) CAREY — Journal of Hydraulic Division, Août 1957.



étages différents; alors qu'en hautes eaux cette différence de niveau était compensée par la pression hydrostatique. Il en résulte naturellement de profondes modifications dans l'agitation turbulente, donc dans la capacité de transport dont il est impossible de donner une expression simple. Telles sont les complications auxquelles on se heurte toujours, lorsqu'on essaie de se livrer à une analyse trop fine des processus.

On peut dégager dès maintenant la logique des relations établies par LUNA LEOPOLD. Dans le secteur amont, les alluvions sont de gros calibre, ce qui exige un  $I H$  élevé, donc une rivière relativement profonde par rapport à la largeur, toutes choses égales d'ailleurs. Le régime de l'écoulement en antidunes est fréquent; c'est d'ailleurs le seul qui soit capable de prendre en charge les galets. Il en résulte une résistance totale importante, bien supérieure à celle qui est prévue par la rugosité propre aux alluvions. Aussi malgré la valeur élevée de  $I H$ , due surtout à  $I$ , la vitesse moyenne n'est pas très considérable, mais les couches superficielles sont très rapides par rapport aux couches profondes, ce qui contribue à créer le préjugé que la vitesse des cours d'eau diminue au fur et à mesure qu'on va vers l'aval. Cependant la quantité de débris grossiers fournis par les versants s'accroissant, la largeur du train de roulement doit augmenter ensuite, ce qui donne d'ailleurs la capacité de transport maxima.

Dans cette direction, le coefficient de rugosité diminue plus que  $I H$ , d'abord par affaiblissement de la microturbulence liée au calibre des alluvions (qui passent des galets aux graviers et aux sables), et surtout par diminution de l'énergie dissipée en macroturbulence. Le diamètre des tourbillons d'axe horizontal décroît. Le régime de l'écoulement est turbulent normal; les alluvions se déplacent au fond du lit par glissement sur le flanc des dunes à grand rayon de courbure qui migrent vers l'aval. L'importance relative des tourbillons d'axe vertical croît. La compétence est faible: a. parce que la vitesse au fond dépend directement de  $I H - b$ . parce que le gradient de vitesse, source de macroturbulence, diminue au fur et à mesure que la profondeur augmente.

En même temps que le diamètre des grains diminue, le transport en suspension l'emporte sur le charriage au fond du lit. Bien que ce dernier soit très mal connu, on peut estimer que plus des trois quarts de la charge totale sont véhiculés en suspension. En effet, la concentration varie comme  $V^2$ , et  $V$  augmente vers l'aval. Un facteur antagoniste est que la compétence varie avec  $I R$ ; mais son effet est moindre.

L'importance du transport en suspension est probablement responsable du fait que, vers l'aval de certaines grandes rivières, le rapport  $B/H$  diminue de nouveau. En effet, la teneur totale en suspension augmente surtout avec la profondeur (à l'inverse du charriage sur le fond). De plus, les berges sont généralement constituées d'éléments argileux dont l'érosion est bien plus difficile que celle du fond sableux, ce qui limite l'érosion latérale.

### *Equations empiriques du profil d'équilibre*

Pour passer de ces données hydrauliques à une équation ne renfermant que des grandeurs géométriques exprimant le profil d'équilibre, il faut établir une relation entre le débit liquide et la surface du bassin-versant, puis entre la surface du bassin-versant et la longueur de l'artère fluviale. La première opération est d'autant plus utile que les mesures du débit liquide sont rares.

Tant que le relief n'excède pas celui d'une montagne moyenne, on peut estimer que  $Q$  est simplement proportionnel à  $A$ , la surface cartographiée du bassin-versant; le fait a été vérifié par exemple pour les Appalaches de Pensylvanie (41 bis). Pour les reliefs plus importants,  $Q$  augmente vers l'aval plus lentement que  $A$  (en raison de la diminution du coefficient d'écoulement et aussi des précipitations dans cette direction). Dans ce qui suivra, pour simplifier les raisonnements, nous supposons que  $Q$  varie linéairement avec  $A$ .

A partir de ce moment, nous pouvons donc établir l'équation empirique du profil d'équilibre à l'aide de données purement morphométriques (éventuellement complétées par la mesure de  $D$ ).

A cet égard, la tentative la plus récente est celle de HACK. Bien que s'appuyant sur un petit nombre de mesures et d'observations (quelques rivières du Nord des Appalaches), les résultats de son travail sont des plus suggestifs. Ils s'expriment dans une relation simple entre la pente, la surface du bassin-versant (assimilable au débit liquide) et le diamètre moyen:

$$I = 18 \left( \frac{D}{A} \right)^{0,5} \text{ (en unités de mesure anglo-saxonnes).}$$

En introduisant la longueur de l'artère principale, la relation devient

$$I = C \frac{D^{0,6}}{L}$$

De là on passe facilement à l'équation du profil d'équilibre lui-même à partir de la source. La concavité dépend de la loi décroissance de  $D$  vers l'aval

$$y = C_1 x^{-0,6 C_2} + C_3.$$

On peut se demander comment, à partir d'un si petit nombre de variables, l'auteur a obtenu une conformité suffisante entre l'équation et l'observation. En effet, un facteur essentiel n'y figure pas: l'apport de la charge solide fournie par les versants variant de l'amont vers l'aval. Il influe sur  $G_s$  et aussi sur  $D$ ; lequel est réglé d'ailleurs par l'usure au fond du lit. Si le succès de l'équation de HACK se confirme, il faudra penser que les variations de la pente des versants et de leur charge solide sont intégrées d'une certaine manière dans le facteur  $D$ , et aussi dans le facteur  $A$ . En d'autres termes, ceci implique qu'il existe quelques corrélations étroites entre la diminution de pente et de surface réelle des versants vers l'aval, et l'augmentation de la surface totale du bassin-versant projetée sur la carte, d'une part, et d'autre part la granulométrie moyenne des alluvions. Mais dans une équation empirique de ce genre, une telle relation est cachée. D'où la nécessité de revenir à l'étude analytique de ces facteurs essentiels, usure au fond du lit, apport solide des versants, qui feront l'objet des chapitres ultérieurs.

En attendant, il peut être intéressant de ne plus considérer comme continu l'accroissement du débit liquide en fonction de la surface du bassin-versant, mais de découper ce dernier suivant l'ordre des talweg qui les drainent. Comme les principaux changements de temps se produisent à la confluence de talweg d'ordre égal, ou peu différent, on peut se proposer de rechercher une relation entre pentes et surfaces de bassin-versant pour les talweg des différents ordres. C'est ici que



nous rencontrons les lois de HORTON, qui ont été vérifiées dans un très grand nombre de cas aux U.S.A. et aussi en France (Vosges, Maures, Vivarais). Pour notre propos, les trois formules les plus importantes sont les suivantes:

$$A_n = A_1 r_A^{n-1} \quad (L_n = L_1 r_L^{n-1}) \quad I_n = I_1 r_I^{n-1}$$

$$r_A = \frac{A_n}{A_{n-1}} \quad r_I = \frac{I_n}{I_{n-1}} \quad r_L = \frac{L_n}{L_{n-1}}$$

$r_A$  étant le rapport constant entre les surfaces de deux bassins-versants d'ordre consécutif,  $r_I$  désignant le rapport constant entre les pentes moyennes de talweg d'ordre consécutif, et  $r_L$  désignant le rapport entre les longueurs moyennes de deux systèmes de talweg d'ordre consécutif.

Le produit  $r_A r_I$  indique dans quelle mesure la confluence permet la réduction de la pente. Par exemple pour les oued du Nouveau Mexique, quand le débit est multiplié par 30, la pente est divisée par 2,5 — Dans le massif schisteux des Maures, quand le débit est multiplié par 5, la pente se réduit de moitié; un rapport analogue est dégagé dans les Vosges. Dans la rivière appalachienne de Home Creek, quand le débit est multiplié par 3,3, la pente est divisée par 2,3. Cet indice est donc très sensible au système d'érosion. Naturellement sa valeur est toujours supérieure à 1, ce qui signifie que la puissance brute  $Q I$  augmente à chaque confluent. Il conviendrait d'exploiter de façon plus systématique cet ordre de recherches.

Par ailleurs, les statistiques morphométriques permettent de dégager une relation entre la surface du bassin-versant et la longueur de la plus longue artère qui le draine. HACK propose l'expression  $L = C A^{0,6}$ .

On peut aussi étudier le rapport dans le cadre de bassins-versants classés par ordre:

$$\frac{A_n}{L_n} = \left( \frac{r_A}{r_L} \right)^{n-1} \frac{A_1}{L_1}$$

$\frac{A_1}{L_1}$  représentant la densité de drainage élémentaire qui est fonction de l'énergie du relief et du système d'érosion.

Les relations entre la pente et la surface du bassin-versant établies de cette façon ont valeur analytique plus grande que celles qui résultent d'une confrontation entre toutes les valeurs de  $I$  et  $Q$ . En effet, en réunissant dans le même groupement tous les talweg d'un ordre donné, nous épongeons, dans une certaine mesure, les variations concomitantes dans la charge fournie par les versants. Par exemple, nous faisons la moyenne des pentes des vallées de premier ordre; or celles qui se trouvent à l'aval ont une dénivellation moins forte que celles qui se trouvent à l'amont, donc un apport solide des versants moindre. Les effets de la variation systématique dans la valeur de la charge solide apportée par les versants d'amont

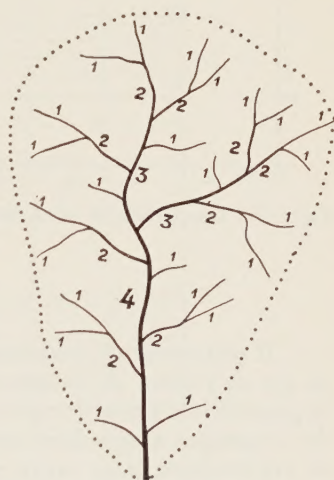


Fig. 5. Modèle de hiérarchisation d'après A. STRAHLER

en aval sont donc fortement atténués. Mais l'influence propre du facteur  $Q$ , contrairement aux apparences, n'en est pas dégagé pour autant, ainsi que nous le verrons plus loin.

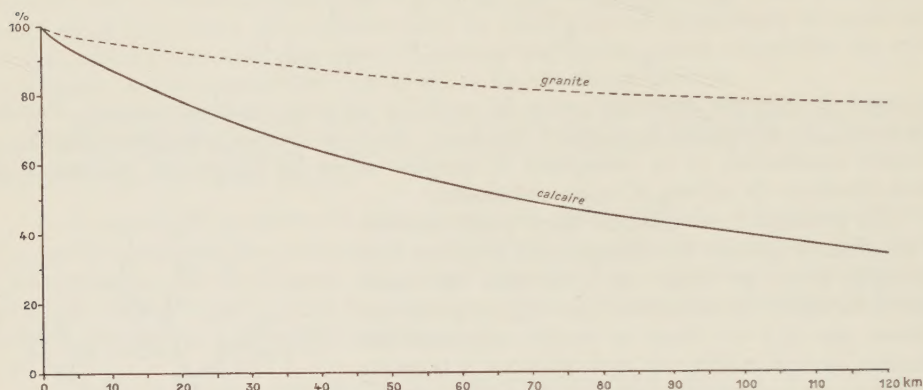


Fig. 5 bis. Diminution de poids des galets en fonction de la distance parcourue dans les appareils de Kuenen

### Conclusion

Il conviendrait évidemment de multiplier le plus possible ces monographies de lits de rivière, en prospectant la granulométrie des alluvions et en définissant la géométrie du profil transversal partout où les services hydrauliques effectuent des jaugeages. Cependant une difficulté considérable rendra toujours l'utilisation de ces données, pour notre propos, inégalement rentable. Comment décider si le lit qu'on étudie correspond effectivement à un profil d'équilibre? On indiquera ici seulement deux critères dont l'exploitation est à envisager.

1° L'étude de la granulométrie d'alluvions inégalement résistantes, à l'aval du dernier affleurement susceptible de fournir des débris, peut, semble-t-il, indiquer si la diminution de diamètre, qui se fait normalement vers l'aval, résulte d'un phénomène de triage, ou au contraire de l'usure au fond du lit. Dans le second cas seulement, on est sûr d'avoir affaire à un profil d'équilibre. Au contraire, si le triage se produit de façon systématique, et si de nouvelles alluvions viennent recouvrir celles qui ont été immobilisées au cours de cette opération, il est évident qu'on a affaire à un profil de remblaiement. Considérons maintenant deux roches d'inégale dureté fournissant des débris à la rivière à partir d'un point bien déterminé. Si le triage est responsable de la diminution du diamètre vers l'aval, il laissera à l'amont indifféremment les alluvions les plus grossières appartenant aux deux roches. La loi de décroissance du diamètre vers l'aval sera la même pour les deux catégories, et le pourcentage des deux catégories lithologiques demeurera constant (en introduisant toutefois un facteur de correction si la taille initiale des débris fournis n'est pas la même). — Si au contraire la décroissance du diamètre est déterminée essentiellement par l'usure, la roche la plus dure constituera une part croissante de la fraction la plus grossière et de la fraction totale.



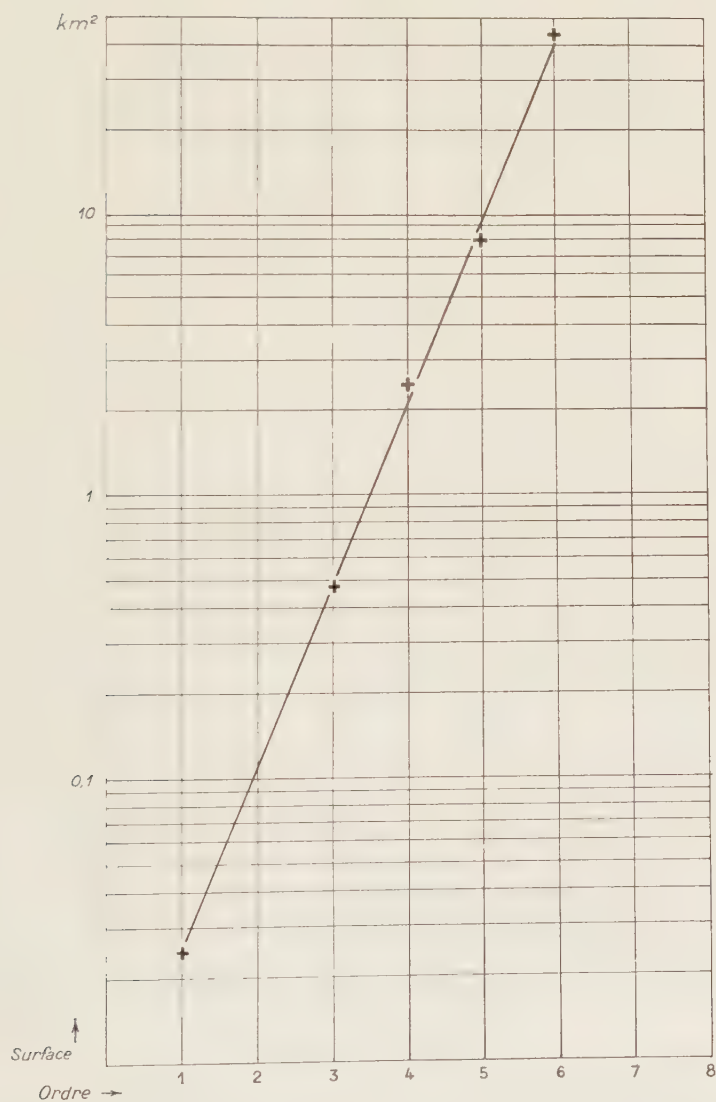


Fig. 6. Relations entre la surface des versants et l'ordre des talweg dans le massif des Maures (France du SE)

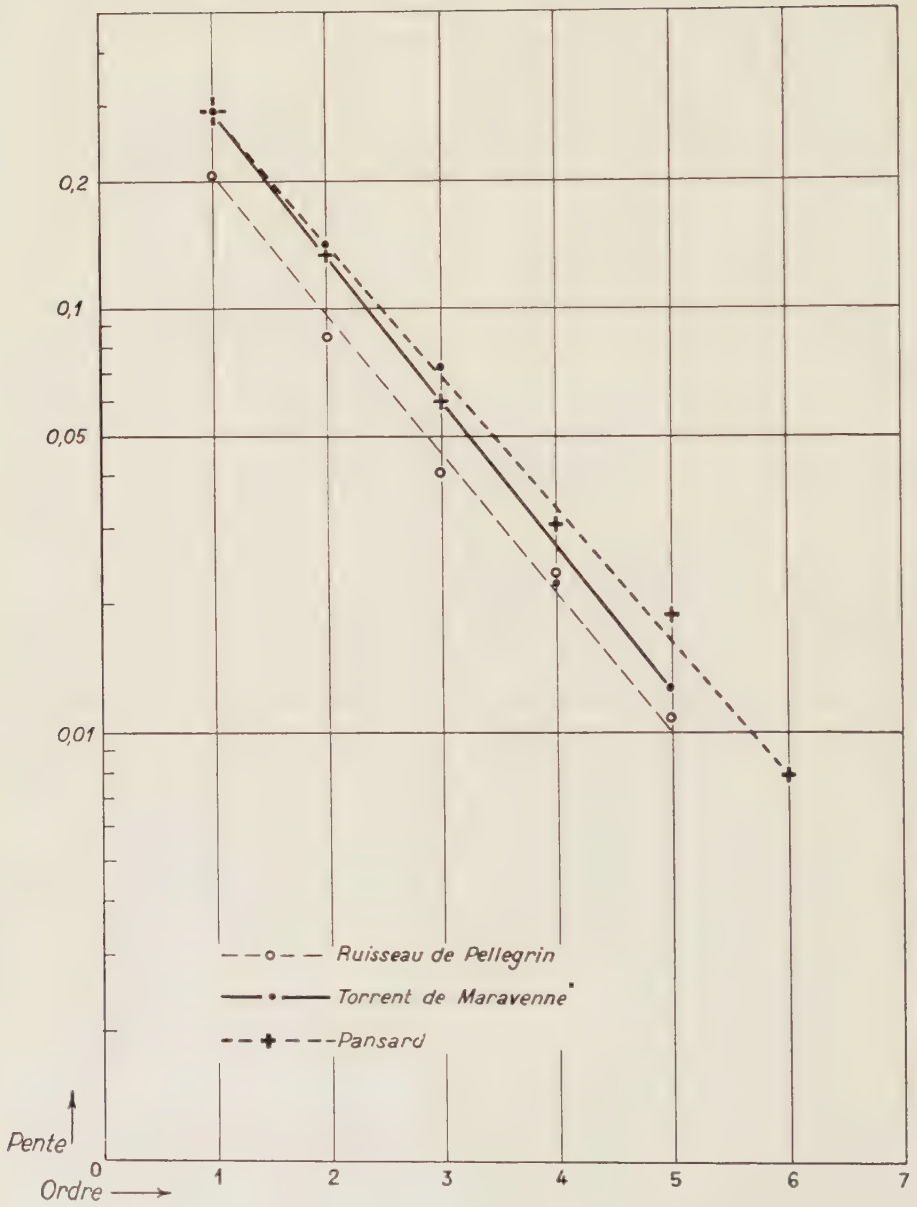


Fig. 7. Relations entre la pente et l'ordre des talweg dans le massif des Maures



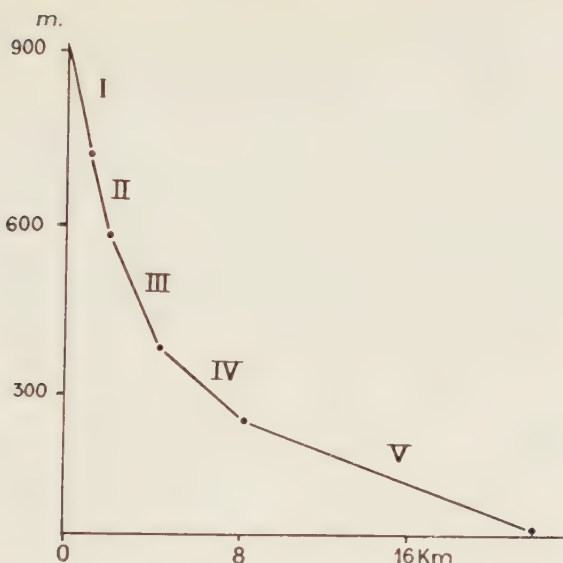


Fig. 8. Profil synthétique du Chileno Canyon — d'après A. J. BROSCOE. La pente moyenne des talweg de chaque ordre, ainsi que leur longueur moyenne ont été calculées

En fait, on a des raisons de penser (mousses sur les galets, etc.) qu'un fort pourcentage des galets des lits actuels n'est plus mobilisé même lors des plus hautes eaux moyennes annuelles (New Mexico, Appalaches, Morvan). Il faut envisager qu'un changement de climat a diminué simultanément le débit liquide, la masse et le calibre du débit solide apporté par les versants. Dans ces conditions, les gros cailloux mis en place anciennement ne sont plus mobilisés. Ils ne sont pas non plus recouverts par les nouveaux cailloux apportés par les versants (sauf sur une proportion assez faible du lit), parce que la capacité de transport actuelle est au moins égale à la charge solide latérale. Un profil de ce genre n'est pas exactement un profil d'équilibre. Les cailloux correspondant au système d'érosion ancien jouent somme toute le même rôle que la roche en place, c'est-à-dire qu'on a affaire à une espèce de lit «structural» que le cours d'eau actuel est impuissant à entamer, bien que sa capacité de transport soit supérieure à l'apport des versants.

2° Les ruptures de pente au passage des bandes de roches dures doivent être interprétées comme un signe de jeunesse lorsqu'elles s'accompagnent d'un lit rocheux. Si le lit est alluvial, l'accroissement de pente provient d'un apport local de débris plus grossiers.

### TROISIEME PARTIE

#### Variation du calibre vers l'aval en fonction de l'usure

Certains auteurs (SHULITZ) ont considéré que l'usure au fond du lit était responsable de la concavité du profil d'équilibre, la pente devenant, comme le diamètre, une fonction exponentielle de la distance à la source. Ceci nous amène à examiner de plus près le phénomène de l'usure.

I — Le problème peut être étudié à priori pour les différents processus d'usure.

1° Le plus simple de tous est l'usure par dissolution, à laquelle on peut joindre toutes les formes d'attaque physico-chimique, aptes à libérer des débris, sans que les chocs ou l'abrasion soient utiles ou nécessaires. Dans ce cas, la réduction du diamètre se fait linéairement avec le temps. Une évaluation de la réduction de taille en fonction de la distance parcourue peut se faire, si on connaît l'expression de la vitesse moyenne de l'alluvion en fonction de son diamètre. Cette vitesse croissant vers l'aval, le diamètre diminue avec la distance moins vite que linéairement. On peut estimer que la vitesse moyenne de déplacement s'exprime par :

$$\begin{aligned}
 V_s &= V_d - K_1 \quad V\bar{D} = K_2 \quad V\bar{I}\bar{R} - K_1 \quad V\bar{D} \\
 \frac{dD}{dt} &= -C \quad x = (K_2 \quad V\bar{I}\bar{R} - K_1 \quad V\bar{D}) \quad t \\
 D &= D_0 - C \quad t \quad t = \frac{D_0 - D}{C} \\
 \text{d'où } x &= (K_2 \quad V\bar{I}\bar{R} - K_1 \quad V\bar{D}) \left( \frac{D_0 - D}{C} \right)
 \end{aligned}$$

2° La réduction du diamètre est opérée de façon bien plus rapide par chocs. Le poids diminue alors suivant une fonction exponentielle du temps s'il s'agit de l'usure passive, et de la distance parcourue s'il s'agit d'une usure active.

Les chocs se produisent surtout en régime de saltation collective, lorsque le tourbillon alluvionnaire retombe. La distance parcourue dans chaque saut dépend alors peu du diamètre, mais seulement de données hydrodynamiques (amplitude du tourbillon). L'aptitude du choc à provoquer la partition varie bien plus vite que linéairement avec le diamètre. En effet :

a. l'énergie absorbée par le choc de façon ponctuelle (et non plus ou moins aréolaire comme dans le cas de l'abrasion) est proportionnelle au cube du diamètre.

b. la vitesse de chute (dans le cas d'un galet) est proportionnelle à la racine carrée du diamètre.

c. les plans de faiblesse les mieux marqués à l'intérieur de la roche sont exploités par le premier choc affectant les galets les plus gros, et ceux qui subsistent demandent des efforts croissants. Il est difficile de donner une expression mathématique à ce facteur. Mais si l'on prête à la répartition des plans de faiblesse une forme aléatoire, il en résultera sans doute une expression exponentielle, en fonction du diamètre.

Dans le cas de la saltation individuelle, il faut ajouter que la longueur du bond varie linéairement avec le diamètre. L'expression de la réduction du diamètre en fonction de la distance place donc au contraire ce dernier au dénominateur, ce qui atténue un peu l'influence directe du facteur D sur la rapidité de l'usure.

Dans le cas des ruptures passives, le facteur D intervient beaucoup moins. Un choc d'une puissance donnée a d'autant plus d'effet que le caillou à partager est plus petit; mais nous avons vu par ailleurs que les plans de faiblesse restants sont moins fragiles. L'usure est une fonction exponentielle du temps.

Ce sont des chocs arrachant de petits fragments qui déterminent le façonnement d'un galet à partir de la forme anguleuse primitive dans le cas où il *roule* sur le fond. Des éclats sont détachés sur les saillants les plus exposés et on aboutit



à un émoussé plus ou moins rapide. Il résulte des expériences de Kuenen que ce travail se produit seulement dans les premiers kilomètres du parcours (quelle que soit la résistance de la roche). En effet, au fur et à mesure que les angles deviennent de plus en plus obtus, ils sont de moins en moins fragiles.

3° A partir de ce moment, c'est l'abrasion seule qui perfectionne l'émoussé, la sphéricité, et réduit le diamètre moyen. Les facteurs du phénomène ne sont pas sensiblement différents de ceux qui régissent la perte de substance par choc. Le frottement a une action proportionnelle au cube du diamètre moyen et au carré de la vitesse réelle pendant les déplacements: ce dernier facteur doit modifier sensiblement la loi essentiellement exponentielle, qu'on impute généralement à ce phénomène. Sans doute le quantum de volume qui quitte le galet exprime d'abord une structure interne de la roche, particulièrement régulière dans le cas des roches granulaires, mais la solidité des liens qui unissent les grains les uns aux autres est suffisamment variable pour que le nombre de ceux qui sont mobilisés dans une unité de temps et de parcours soit fonction essentiellement du poids du galet. Le fait nouveau est plutôt qu'à partir du moment où une section du galet est approximativement circulaire, la fragilité de tous les points de la surface de roulement prend une répartition homogène. L'influence du poids se manifeste cependant toujours en agissant directement sur la quantité de matière broyée à l'intérieur de chaque grain, où par exemple les clivages sont une cause suffisante d'hétérogénéité.

Il faut ajouter à tous ces facteurs l'altération physico-chimique subie par le galet sous l'action de l'eau au cours du transport. Son rôle est négligeable tant que les chocs détachent des éclats de grande taille. Plus loin vers l'aval, les éclats de petite taille ne sont détachés que dans la mesure où une dissociation préparatoire les sensibilise. Sauf pour les cailloux de très grosse taille, il en est de même pour l'abrasion par frottement.

Quel que soit le mécanisme envisagé, toutes les considérations précédentes montrent que le diamètre se réduit vers l'aval d'abord très rapidement, puis de plus en plus lentement, c'est-à-dire moins vite que linéairement en fonction de la distance.

Mais il faut tenir compte aussi des changements de mobilité qui peuvent résulter de changements dans la forme des galets. A cet égard, on note une transformation systématique pour la plupart des roches: un accroissement de sphéricité, qui améliore leur mobilité (surtout lorsque le roulement est le mode de transport prédominant et que la granulométrie moyenne est fine). Une décroissance de 20 % de la sphéricité entraîne une diminution de 10 % de la vitesse de roulement (Journal of Geol. 1958). A l'amont prédominant, toutes choses égales d'ailleurs, des galets aplatis pour les raisons suivantes.

a. Les plans de faiblesse les plus fragiles ont presque toujours une répartition dissymétrique dans les trois dimensions.

b. En raison de sa disposition même, le galet aplati subit alternativement: a) une phase de saltation collective et individuelle qui le brise d'autant plus facilement qu'il est précisément aplati. b) une longue phase de repos pendant laquelle il subit l'abrasion et la dissolution passives qui réduisent le petit diamètre et perfectionnent l'aplanissement.

Ce processus est renversé par l'exploitation de toutes les lignes de faiblesse. A partir de ce moment, l'abrasion active ou passive l'emporte en même temps

que le roulement devient le processus de déplacement essentiel. Au total, il en résulte un accroissement de mobilité et une diminution de la vitesse de réduction du diamètre, l'abrasion et la solution étant évidemment des modes d'usure plus lents. Combiné avec l'accroissement de mobilité, il s'ensuit une diminution du gradient de réduction du diamètre de l'amont vers l'aval, qui s'ajoute à toutes les autres causes étudiées plus haut.

## II — Méthode expérimentale

Si nombreux sont les facteurs qui déterminent la réduction du diamètre en fonction de la distance parcourue qu'il est assez arbitraire de proposer une formule les intégrant de façon convenable, ceci faute de connaître leur importance relative. Seules des expériences comme celles de KUENEN permettent d'entrevoir une solution. Au moins pour les galets dont le diamètre est supérieur à 1 cm, le pourcentage de perte de poids par rapport au poids initial apparaît comme variant en fonction linéaire du diamètre. La loi de la réduction du diamètre en fonction de la distance, qui devrait résulter de l'influence de ce seul facteur est différente de celle que la théorie pouvait prévoir:

$$\begin{aligned}\frac{d(D^3 - D_0^3)}{D_0^3 dx} &= -K D \\ 3 dD \cdot D^2 &= -K D D_0^3 dx \\ \frac{1 D^2}{3 D_0^3} &= C - K x \\ D^2 &= 3 D_0^3 (C - K x).\end{aligned}$$

Il est vrai que la perte de poids a été calculée sur une distance de 16 km et que nous avons considéré un peu arbitrairement qu'elle est encore valable sur une distance infiniment petite. Par ailleurs, on a vérifié que l'usure est bien proportionnelle au carré de la vitesse. A partir de la fig. 7 de la p. 346, on peut écrire  $\frac{d(D^3 - D_0^3)}{D_0^3 dx} = -K_1 D - K_2 (V_g^2 - a^2)$  au-dessus d'un certain seuil de vitesse  $a$ . La solution de cette équation différentielle est beaucoup plus compliquée que toutes les formules proposées jusqu'ici.

Mais cette dernière laisse encore de côté un facteur beaucoup plus important que les deux autres réunis, c'est-à-dire la diminution de fragilité au fur et à mesure que l'éroussé progresse, dont il est bien difficile de donner une formule analytique.

Dès lors il semblerait que la solution la plus simple pour l'établissement de la formule totale consiste à exploiter les différentes courbes données par KUENEN et exprimant la perte relative de poids par unité de distance, avec ses variations d'amont en aval. Malheureusement un facteur a été faussé au cours de l'expérience, celui de la vitesse, le fonctionnement de l'appareil plaçant automatiquement les plus gros calibres dans les courants les plus rapides.

Au delà d'une première section de quelques kilomètres où de gros éclats se détachent, le pourcentage de perte de poids varie de façon régulière avec la distance.

Les données expérimentales de KUENEN relatives au calcaire peuvent être exprimées ainsi



$$\text{Log. } (D_0^3 - D^3) = \frac{2}{3} \text{ Log. } x$$

$$D = (D_0^3 - K x^{2/3})^{1/3}$$

expression très différente de l'équation exponentielle usuelle.

Il serait intéressant de modifier les conditions de l'expérimentation de manière à y inclure l'usure passive. Il suffit pour cela d'immobiliser un certain nombre de cailloux, en ne les libérant qu'à des intervalles réguliers et pour une courte durée. Il est évident que l'usure passive dépend du diamètre des cailloux en état d'usure active, c'est-à-dire des cailloux mobiles qui, en moyenne, sont de plus faible taille. La nécessité de considérer la granulométrie totale s'impose d'autant plus que les expériences de KUENEN ont montré: a. que sur un lit partiellement sableux l'usure est plus faible que sur un lit de galets. — b. que l'adjonction de sable en suspension amortit les chocs et diminue la perte de substance. Il est donc utile de prendre en considération le diamètre moyen des alluvions qui exprime à la fois l'énergie moyenne des chocs, tant en abrasion active qu'en abrasion passive, et la proportion relative du lit occupé par des galets et des sables. Mais ceci nous éloigne de l'espoir de trouver une formule maniable par des voies analytiques. Ici encore les seules voies fructueuses sont l'exploitation des données expérimentales d'une part, et d'autre part l'établissement de bilans énergétiques très généraux.

Avec l'apparition des sables, la diminution de diamètre se fait encore plus lente. Des grains de quartz de 1,5 mm n'ont perdu que 1 % de leur poids initial au bout de 2000 km. La prédominance des sables fins dans le cours inférieur des rivières pose donc un grave problème. Si on se trouve en régime d'équilibre, c'est-à-dire s'il n'y a pas triage, il faut admettre que les sables fins résultent d'une usure physico-chimique utilisant les fissures des quartz. De même, les feldspaths ne s'usent mécaniquement que deux fois plus vite que les quartz; s'ils disparaissent des alluvions après un parcours plus ou moins bref suivant le climat, ceci résulte donc aussi de la décomposition chimique (KUENEN, American Journ. of Sciences 1959).

### III. — Mesures au fond des lits

Une autre méthode consiste à mesurer la loi de décroissance de taille des alluvions appartenant à un type donné et au delà du dernier affleurement de cette roche (si bien qu'il n'y a pas d'apport nouveau). Comme la plupart des observations en milieu naturel, cette méthode ne permet pas de distinguer les différents facteurs (en particulier d'éliminer les variations de la vitesse de l'alluvion considérée, en fonction des variations de pente ou de débit). Elle est susceptible cependant de fournir des éléments de comparaison utiles avec les études théoriques. On citera quelques monographies d'étudiants de l'Institut de Géographie de Paris, et aussi des mensurations opérées par HACK sur les alluvions gréseuses de rivières appalachiennes. Il résulte de ces dernières l'expression suivante:  $D = D_0 - C x^{1/3}$ .

Son sens général est conforme aux résultats des expériences de KUENEN.

La comparaison entre les valeurs absolues obtenues par ce dernier et les gradients de diminution de taille qu'on peut effectivement mesurer au fond des lits, fait apparaître une différence systématique considérable. Pour passer de l'état

de galets (100 à 150 g) à l'état de sables, une roche granitique devrait effectuer dans la machine plus de 400 km, et un fragment calcaire 200 km. Dans la nature, par exemple dans le piedmont pyrénéen ou jurassien, ces chiffres doivent être divisés par 4 ou 5 (surtout en ce qui concerne le calcaire). Ceci doit être imputé en grande partie à l'usure passive, les périodes pendant laquelle le galet chemine étant séparées par de longues phases de repos. Comme ce sont les plus gros galets qui restent le plus longtemps immobiles en subissant le choc de galets plus petits, se produit automatiquement une homogénéisation des tailles, les cailloux les plus gros demeurant à peu près à la même place jusqu'à ce que leur diamètre soit suffisamment réduit. Pendant cette période de repos, les actions physico-chimiques exercent également un commencement de dissociation qui favorise l'action mécanique proprement dite. — Bien entendu, si nous sommes en régime d'équilibre par définition, un nouvel apport latéral des versants ne doit intervenir que lorsque l'usure passive a réduit les alluvions les plus grosses à un diamètre suffisant pour qu'elles puissent être prises en charge, avant qu'un nouveau débris de taille analogue ne vienne les recouvrir. Le rythme de l'évolution peut être plus irrégulier; les cailloux trempant dans l'eau subissent une dissociation physico-chimique, même s'ils ne se trouvent pas en surface.

Il semble bien qu'une partie de ces différences systématiques soit aussi imputable au fait que le matériel employé dans les expériences était parfaitement frais, alors que les cailloux fournis par les versants ont toujours subi une action physico-chimique appréciable sous l'influence des intempéries.

Parfois au contraire, par exemple dans les rivières du Harz, le gradient de diminution de taille en fonction de la distance est plus faible qu'en laboratoire. KUENEN l'explique par la proportion importante des sables dans le fond du lit.

Si l'on considère maintenant le débit solide qui passe en un point situé à une distance  $x$  de la source, il s'écrit

$$\sum_0^x \left( D_0 - K x \frac{1}{m} \right)$$

et le diamètre moyen est:

$$D = \frac{\sum_0^x D_0 - K x^m}{x} = D_0 - \frac{K}{m+1} x^{m+1}$$

où  $m$  varie entre 1/3 et 1/5.

Pour l'ensemble d'un bassin versant A, la distance  $x$  réellement parcourue jusqu'à un point situé sur un segment d'ordre  $n$  est en moyenne proportionnelle à

$$\frac{\text{somme des longueurs des talweg}}{\text{nombre de segments de talweg}} = \frac{L}{N}$$

$$\frac{L}{N} = \text{densité de drainage } D_d \quad F = \frac{N}{A}$$

$\frac{L}{N} = \frac{D_d}{F} = \frac{0,7}{D_d}$  suivant les formules proposées par les morphomètres (MELTON, etc.). Pour un bassin-versant donné,  $D_d$  ne varierait pas de l'amont vers l'aval,  $\frac{N}{L}$  serait donc constant.



En un point donné, l'évaluation à priori du diamètre moyen des alluvions comporte la mesure de toutes les longueurs d'artères, et aussi celle de l'apport des versants, ce qui nous reporte à un autre problème.

Décomposons le bassin-versant en éléments de 1er ordre  $A_1$  (en y incluant de façon plus ou moins arbitraire les surfaces aboutissant directement aux talweg d'ordre supérieur).

Au bout d'un cheminement correspondant aux talweg d'ordre 1, le diamètre moyen des alluvions peut s'écrire

$$\begin{aligned}
 D_1 &= D_0 - \frac{K l_1^m}{m+1} \\
 D_2 &= D_1 - \frac{K l_2^m}{m+1} \\
 D_n &= D_{n-1} - \frac{K l_n^m}{m+1} = D_0 - \frac{K}{m+1} (l_1^m + l_2^m + \dots + l_{n-1}^m) \text{ (à suivre)}
 \end{aligned}$$

# Stand und neue Ergebnisse der Geomorphologischen Forschung in der Tschechoslowakei

Von

VÁCLAV KRÁL, Praha

Wenn wir von der geomorphologischen Forschung in der ČSR sprechen, müssen wir bedenken, daß daran nicht nur tschechische und slowakische, sondern auch – und besonders in den Randgebieten des heutigen Staatsgebietes – deutsche, polnische und ungarische Forscher teilgenommen haben. In der älteren Periode dieser Forschung, deren Anfänge in die Zeitwende des 19. und 20. Jahrhunderts fallen, spielten die Arbeiten dieser ausländischen Fachleute die führende Rolle. Die wenigen Tschechen, die sich damals mit geomorphologischen Problemen beschäftigten, haben ihre Arbeiten größtenteils in deutscher Sprache veröffentlicht, weil es damals, besonders in Mähren und in der heutigen Slowakei, noch keine tschechischen oder slowakischen Anstalten und wissenschaftlichen Gesellschaften gab, die die großen Kosten der Herausgabe von umfangreicheren wissenschaftlichen Arbeiten tragen konnten.

Erst später, um 1910 beginnt die Entwicklung der tschechischen Geomorphologie, die vor allem durch die Arbeitsmethoden der V. M. DAVIS'schen Schule beeinflusst wurde. Um die Verbreitung dieser Methoden hat sich der Geograph J. V. DANEŠ (1880–1928) verdient gemacht, der zusammen mit dem Geologen C. PURKYNĚ (1862–1937) als Gründer der tschechischen Geomorphologie gilt. J. V. DANEŠ hat die Grundlagen der geomorphologischen Erforschung Mittelböhmens geschaffen und seine Arbeit über die morphologische Entwicklung Mittelböhmens hat noch heute ihre Bedeutung, obwohl ihn die DAVIS'sche Arbeitsmethode oft zu sehr theoretischen Schlüssen verführt hat. DANEŠ hat sich auch mit Karststudien beschäftigt. Er hatte die Möglichkeit, eine ganze Reihe ausländischer Karstgebiete kennenzulernen (USA, Jamaica, Java, Australien u. a.). Sein tragischer Tod hat es ihm jedoch verwehrt, eine Synthese in dem vorbereiteten Werke über das Karstproblem zu geben.

C. PURKYNĚ wurde durch das Studium des Quartärs zur Geomorphologie geführt. Er hat seine Aufmerksamkeit auf das Studium des Lockermaterials gelenkt und sich dadurch um die Einführung exakter Arbeitsmethoden in die tschechische Geomorphologie verdient gemacht.



Erst nach der Entstehung der ČSR, als neben der Prager Karls-Universität weitere Universitäten in Brno (1919) und Bratislava (1919) gegründet wurden, konnte sich die Geomorphologie breiter entwickeln. Die Anzahl der geomorphologischen Arbeiten ist damit bedeutend angewachsen.

Es waren vorwiegend Arbeiten regionalen Charakters, die auf die geomorphologische Problematik des Böhmisches Massivs und der Westkarpaten gerichtet wurden. Es entstanden nur verhältnismäßig wenig theoretische Arbeiten, die allgemeine Fragen zu lösen versuchten. In dieser Zeit standen drei Hauptprobleme im Mittelpunkt des Interesses: Flußterrassenforschung, Studium pleistozäner Vergletscherung und Studium der Karstgebiete. Andere geomorphologische Probleme standen weit zurück.

In der kurzen Geschichte der geomorphologischen Forschung in der ČSR kann man eine einzige auffällige Änderung in den Jahren 1940–1950 beobachten, die sich in der Methode und in der Zielsetzung äußert. In diesem Zeitabschnitt kam es in der ČSR ähnlich wie in den Nachbarländern zur Entwicklung der klimatischen Geomorphologie, die allmählich ein gewisses Übergewicht über die alten Richtungen der Forschung erhielt. Diese Änderung hing u. a. mit dem großen Aufschwung der Quartärgeologie zusammen, die große Fortschritte im Studium des Lockermaterials und der Verwitterungsdecken erzielt hatte. Erst nach der Erkenntnis, daß die fossilen Bodenfrostformen und fossiles Verwitterungsmaterial weit verbreitet sind, wurden auch die klimatischen Einflüsse auf die Oberflächenformung eingehender berücksichtigt. Obwohl sich der klimamorphologische Standpunkt in den letzten Jahren auch in der tschechoslowakischen Geomorphologie durchgesetzt hat und die klimabetonte Erklärung der Entwicklung der Oberflächenformen, besonders der Flußterrassen, der Hangformen, Karstformen u. a. allgemein vertreten wird, hat sich dieser Standpunkt bisher noch nicht in dem Maße verbreitet, wie es z. B. in der polnischen Geomorphologie der Fall ist.

Heutzutage widmen sich in der ČSR der geomorphologischen Forschung vor allem die geographischen Institute der Karls-Universität Praha, der Masaryk-Universität Brno und der Komenský-(Comenius-)Universität Bratislava, wo geomorphologische Abteilungen bestehen. Diese Institute gehören zu den naturwissenschaftlichen Fakultäten und sorgen auch für die Ausbildung der Geomorphologie-Spezialisten. Nach 1945 sind bei der Reorganisierung der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften (ČSAV) weitere geomorphologische Arbeitsstätten entstanden. 1952 wurde das Kabinett für Geomorphologie der ČSAV in Brno mit einer Zweigstelle in Prag errichtet, 1954 entstand das Geographische Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften in Bratislava, dessen wesentlichen Teil eine Abteilung für Geomorphologie und noch eine besondere Abteilung für Karst- und Höhlenforschung bilden. Geomorphologen arbeiten auch in den Quartärabteilungen des Staatlichen Geologischen Dienstes (Ústřední ústav geologický) in Prag, Brno und Bratislava, im staatlichen Naturschutz, im staatlichen kartographischen Dienst, in einigen Bezirks- und Kreismuseen und an einigen weiteren Hoch- und höheren Mittelschulen.

Die Hauptprobleme der geomorphologischen Forschung in der ČSR kann man in zwei große Gruppen einteilen. Die erste Gruppe ist dem Studium der *Verebnungsflächen* gewidmet, besonders der Untersuchung des Alters dieser Flächen, die eine grundsätzliche „stratigraphische“ Bedeutung für die Frage der Entwicklung der Oberflächenformen haben. Es gehören hierher Rumpfflächen und

Niveaus, sowie die Flußterrassen. Die zweite Problemgruppe bildet das Studium einzelner *Kleinformen*, die entweder gesteins- oder strukturbedingt (verschiedene Verwitterungsformen), oder durch die Tätigkeit verschiedener exogener und endogener Kräfte entstanden sind (glaziale, äolische, jungvulkanische Formen u. a.).

*Rumpf- und Verebnungsflächen* sind besonders im Böhmischem Massiv in großen Gebieten und in verschiedener Höhenlage erhalten. Ihr Studium war Gegenstand geomorphologischer Forschungen besonders im älteren Zeitabschnitt, als im Sinne DAVIS'scher Zyklustheorien gearbeitet wurde. Ergebnisse dieser älteren Forschungen hat V. J. NOVÁK (1936) zusammengefaßt. Seine Arbeit über das Rumpfflächenproblem im Böhmischem Massiv wurde noch durch keine neuere ergänzt. Nach V. J. NOVÁK kann man den größten Teil der alten Rumpfflächen im Bereich des Böhmischem Massivs als oligozäne Rumpffläche bezeichnen, die im oberen Oligozän durch tektonische Vorgänge zerstört wurde. Darum finden wir heute Reste dieser oligozänen Rumpffläche in verschiedener Höhe. Das Alter dieser Rumpffläche können wir nur im Bereich des Erzgebirges und in der Oberlausitz nach dem Verhältnis zu oligomiozänen Ablagerungen und Vulkaniten beurteilen, während man in anderen Teilen des Böhmischem Massivs das Alter nur nach der Analogie schätzen kann. Es ist möglich, daß es sich in einigen Gebieten um Reste von älteren Rumpfflächen handelt. Jünger als die oligozäne Rumpffläche ist in Nordböhmen eine miozäne („postbasaltische“) Verebnungsfläche, die noch durch schwache tektonische Bewegungen disloziert oder verbogen wurde.

Es ist interessant, daß die Rumpftreppen- und Piedmonttreppentheorien, die in Deutschland vielfach bei der Untersuchung der Rumpfflächen gefunden und auch umstritten wurden, im Böhmischem Massiv keine Entsprechung gefunden haben. Wenn wir von dem klassischen Gebiet dieser Theorien – dem Fichtel- und Erzgebirge – absehen, dann spricht nur H. OUVRIER (1933) von einer Rumpftreppe im Riesengebirge, wo er durch morphologische Analyse 16 (!) Niveaus in 550 bis 1430 m ü. M. festgestellt hat. Außer diesem Gebiet ist man in Böhmen und Mähren nirgends zu einer so eingehenden Gliederung der Denudationsniveaus gelangt.

Eine einheitliche oligozäne Rumpffläche, die durch tektonische Vorgänge zerstört wurde, stellte auch V. J. NOVÁK (1942) bei der Untersuchung des Böhmischem-Mährischen Berglandes, des größten Rumpfflächengebietes an der böhmisch-mährischen Grenze fest. Auch J. KREJČÍ (1954) vertritt mit seinen Mitarbeitern auf Grund der geomorphologischen Untersuchung verschiedener Teile des Böhmischem Massivs die Meinung, daß es sich um Reste einer ursprünglich einheitlichen Rumpffläche handelt, die später in Schollen zerbrochen und in verschiedene Höhenlage gehoben wurde.

Nur in den höchsten Teilen des Böhmischem-Mährischen Berglandes hat J. DEMEK (1954) zwei verschieden alte Denudationsniveaus in fortgeschrittenem Entwicklungsstadium unterschieden, wobei das jüngere, niedere Niveau postkretazischen Alters sei. Gegen die Meinung von J. BÜDEL von drei verschieden alten Rumpfflächen im westlichen Erzgebirge wiesen jedoch J. DEMEK und T. CZUDEK (1959) im böhmischen Anteil dieses Gebietes eine einheitliche, tektonisch dislozierte Rumpffläche nach.

Am östlichen Rande des Böhmischem Massivs, in der Nähe der neogenen alpin-karpatischen Vortiefe wurden früher die Verebnungsflächen in verschiedener Höhenlage durch Abrasion der neogenen Meere des außerkarpatischen Beckens erklärt. Diese Erklärung war unter dem Einfluß jener Forscher, die in



anderen Teilen des pannonischen Beckens gearbeitet haben (H. HASSINGER, A. GRUND, J. CVIJIČ, L. LÓCZY u. a.), in die mährischen Senken übertragen worden. In den Ostsudeten, im Drahaný-Bergland und in den östlichen Teilen des Böhmischo-mährischen Berglandes wurden 11 bis 13 Stufen neogener Abrasionsterrassen angegeben. Auf die Mängel dieser Studien wies D. ANDRUSOV (1932) kritisch hin, indem er zeigte, daß man angesichts der bedeutenden tektonischen Dislozierung der miozänen Ablagerungen nicht mit ungestörten Abrasionsniveaus rechnen könne, so daß man diese Niveaus nicht nach der Meereshöhe parallelisieren kann. Neuere geomorphologische Studien aus dem mittleren Mähren führten zur Erkenntnis, daß manche Flächen, die früher für Abrasionsterrassen gehalten wurden, tektonisch zerstörte Reste einer Rumpffläche, oder einer jüngeren Verebnungsfläche sind (J. KREJČÍ [1944, 1952]).

Auch im geologisch jungen karpatischen Teil der ČSR wurden in verschiedener Höhenlage Reste alter Denudationsniveaus festgestellt. Einen wertvollen Beitrag brachte die Arbeit von L. DINEW (1942), der die Denudationsniveaus im mittleren Teil der Westkarpaten untersuchte und übersichtlich kartierte. Er hat in der Niederen Tatra, in der Großen und Kleinen Fatra und in einigen weiteren Gebirgen gut erhaltene Reste von vier Denudationsniveaus gefunden, die im Neogen während der Perioden der ruhigen Entwicklung zwischen den orogenen Phasen in den Karpaten entstanden sind. Zu dem höchstgelegenen vortortonischen Niveau gehören die Gipfflächen der betreffenden Gebirge, darunter folgen dann besser erhaltene tortonische, altmiozäne und jungmiozäne Niveaus.

In zahlreichen neueren Arbeiten aus dem Gebiet der tschechoslowakischen Karpaten wurden Reste von verschiedenen alten Verebnungen angegeben. Im mährischen Anteil der karpatischen Flyschzone haben V. ŠAUER (1941), J. KREJČÍ (1944) und F. VITÁSEK (1945) Reste einer posttortonischen Denudationsfläche beschrieben, die noch durch jüngere Bewegungen disloziert wurde. Reste von verschiedenen alten neogenen Denudationsniveaus hat M. LUKNIŠ (1945, 1946, 1950) in einigen Teilen der westlichen und mittleren Slowakei festgestellt. Im Slowakischen Erzgebirge kann man nach M. LUKNIŠ & E. MAZÚR (1956) zwei Denudationsniveaus unterscheiden, ein oberes posttortonisches, tektonisch disloziertes und ein unteres, wahrscheinlich jungpliozänes.

Neuere geomorphologische Arbeiten, die das Problem der Verebnungen behandeln, sind größtenteils auf kleine Gebiete beschränkt. So kann man die Teilergebnisse bisher nicht verallgemeinern. Im Gegensatz zu älteren Arbeiten wird der Standpunkt der klimatischen Morphologie zur Geltung gebracht und die morphologische Untersuchung wird durch das Studium der Verwitterungsdecken und der Hangabtragung ergänzt. Auf die Bedeutung der fossilen Verwitterungsböden im Bereich des Böhmisches Massivs hat J. STEJSKAL (1944) aufmerksam gemacht. Das Studium dieser Verwitterungsböden kann wertvolle Beiträge auch zur Frage des Alters und der Verbreitung der Rumpf- und Verebnungsflächen bringen.

Zu den meist gepflegten Zweigen der Geomorphologie in der ČSR gehört das Studium der *Flußterrassen*. B. BALATKA & J. SLÁDEK (1958) unterscheiden drei Perioden der Terrassenforschung in den böhmischen Ländern. In der ersten Periode, die bis ungefähr 1910 dauerte, wurde den Flußterrassen nur im Rahmen der geologischen Kartierung Aufmerksamkeit gewidmet und die Untersuchung der Terrassen blieb nur ein Randproblem bei der Lösung der Stratigraphie des

Quartärs. In der zweiten Periode (1910 bis 1942) entwickelte sich die Flußterrassenforschung besonders in Böhmen sehr rasch. In dieser Periode wurden die grundlegenden Kenntnisse von der regionalen Verbreitung, der Anzahl und der Höhenlage der Terrassen erworben, und darum kann man diese Periode als eine „Blütezeit“ der Terrassenforschung bezeichnen. Es wurde mit der Methode der „relativen Höhen“ gearbeitet, d. h. die Terrassen wurden nach der relativen Höhe (gewöhnlich die Terrassenoberfläche) über dem heutigen Flußspiegel nach mehr oder weniger verlässlichen topographischen Karten in verschiedene Systeme eingeordnet. V. J. NOVÁK (1932) hat als erster auf die Nachteile dieser Arbeitsmethode hingewiesen; denn bei Flüssen mit unausgeglichener Gefällskurve kann man bei der Verbindung der gleichaltrigen Terrassenniveaus Fehler begehen. Mit dem Problem der Entstehung der Flußterrassen hat sich auch J. KREJČÍ (1939) beschäftigt, der bei seinen Erwägungen vom Gleichgewichtsprofil ausging. Er hat die sogenannte „Rekonstruktionsmethode“ in die tschechoslowakische Geomorphologie eingeführt. Diese Methode besteht darin, daß man auf Grund genauer Untersuchung und Höhenmessung nicht nur der Terrassenoberfläche, sondern auch der Terrassenunterkante zahlreiche Profile zusammenstellen kann, die es ermöglichen, die einzelnen Stadien der Entwicklung des Flußlaufes besser festzustellen und den Verlauf der Terrassenniveaus auf langen Strecken zu verfolgen.

Die letzte Periode der Terrassenforschung in der ČSR beginnt mit der Arbeit von Q. ZÁRUBA (1943) über die Moldauterrassen in Mittelböhmen. In dieser Arbeit ist es gelungen, durch Auswertung zahlreicher Bohrungen und durch genaue Nivellierung aller Flußablagerungen mittels der Rekonstruktionsmethode elf pleistozäne Moldauterrassen zu unterscheiden. Im Sinne SOERGELS Vollgliederung des Eiszeitalters konnten diese elf Stufen in Stadiale eingereiht werden. Dadurch wurde diese Arbeit Q. ZÁRUBAS zum Grundpfeiler der Gliederung des böhmischen Pleistozäns, und alle neuere Arbeiten über Flußterrassen schließen sich dieser Terrassengliederung an. In letzter Zeit hat Q. ZÁRUBA (1959) seine Terrassenstudien an der Moldau bis nach Südböhmen ausgedehnt. Das 200 km lange Profil der Moldauterrassen ist ein Zeugnis, daß sich die Terrassenniveaus in diesem Teile des Böhmisches Massivs während voller tektonischer Ruhe als Folge der Klimaänderungen im Pleistozän entwickelt haben. Ähnlich wie die Moldauterrassen wurden auch die Terrassen der mittelböhmisches Elbe (B. ZAHÁLKA [1947], K. ŽEBERA [1955]), einiger ostböhmisches Flüsse (V. KRÁL [1949], B. ŘEZÁČ [1955]) und einiger Flüsse im Pilsner Becken (B. BALATKA & J. NOVOTNÝ [1956], I. ŠTAFL [1957], L. HANUŠ [1957]) bearbeitet. Diese Studien haben u. a. die schon früher bekannte Tatsache bewiesen, daß in der Richtung auf die Quellgebiete zu die relative Höhe der Terrassen sinkt und die Anzahl der Terrassenstufen kleiner wird. Theoretisch hat K. ŽEBERA (1949) das Problem der Entstehung der Flußterrassen im Rahmen des Glazialzyklus behandelt. Er kam auf Grund der Verbreitung der Terrassen im mittelböhmisches Elbegebiet zur Erkenntnis, daß die Entstehung der Terrassen mit dem Mäandrieren des Flusses zusammenhängen, und daß dort, wo der Fluß nicht mäandrieren konnte, er auch keine Terrassen bildete.

Von einem anderen Standpunkt hat J. KREJČÍ (1951) die Entwicklung der Flußtäler und Flußläufe in Mähren studiert. Er hat seine Aufmerksamkeit auf die Feststellung der Erosionszyklen, sogenannter Epizyklen gerichtet, die er als wichtige Stufen der Reliefentwicklung aus der Ausgangsform, gewöhnlich einer



Rumpffläche, betrachtet. In den untersuchten Gebieten des westlichen Mähren und Mährisch-Schlesiens hat er zwei oder drei Erosionszyklen in der Talentwicklung festgestellt. Aber weder eine Datierung der Zyklen noch ihr Vergleich mit den Terrassensystemen wurden bisher versucht. Zu ähnlichen Ergebnissen sind im westlichen Mähren R. NETOPIL (1951) und J. DEMEK (1955), im nordöstlichen Mähren R. MICHÁLEK (1956, 1957) u. a. gekommen.

Während in Mittelböhmen die typisch entwickelten und ungestörten Terrassenniveaus die tektonische Ruhe im Quartär bestätigen, kann man dagegen im Bereich der Karpaten eine ganz andere, nicht so regelmäßige Entwicklung der Terrassen erkennen. Man findet dort zahlreiche Anzeichen tektonischer Bewegungen, die in einigen Gebieten der Slowakei bis ins Quartär andauerten. Im Flußgebiet des Hron (Gran) hat A. NEMČOK (1957) eine starke tektonische Verstellung des Schotterniveaus festgestellt, das an der Grenze Tertiär–Quartär entstand. Auch die bedeutende Arbeit des ungarischen Geomorphologen M. PÉCSI (1956) über die Donauterrassen im Abschnitt Bratislava–Budapest bringt neue Beweise von der Zerstörung der pleistozänen Terrassenniveaus als Folge junger und selbst rezenter Schollenbewegungen im Kleinen Ungarischen Becken (Komorn-Becken) und der umliegenden Gebirgsgebiete.

Aus einem Vergleich der Terrassenniveaus einiger bedeutender mitteleuropäischer Flüsse geht hervor (B. BALATKA & J. SLÁDEK [1958]), daß in den Flußgebieten der zur Nord- und Ostsee strömenden Flüsse durchwegs eine hohe Anzahl pleistozäner Terrassenstufen (11 bis 12) festgestellt wurde, die man gewöhnlich in einzelne Stadiale des Pleistozäns einreicht. Im Flußgebiet der Donau wurden dagegen in den meisten Fällen nur fünf pleistozäne Terrassen unterschieden, die den Abrasionsterrassen im Bereich des Mittelmeer- und Schwarzmeergebietes entsprechen. Bei den pliozänen Terrassen ist das Verhältnis zwischen den beiden hydrographischen Gebieten umgekehrt. Das Staatsgebiet der ČSR liegt gerade im Grenzraum der beiden unterschiedlichen Gebiete. Dadurch gewinnen hier die Terrassenstudien an Bedeutung.

Unter den *glazialmorphologischen* Problemen wurde schon seit Ende des 19. Jhdt. die Ausbreitung der pleistozänen Vergletscherung der Gebirgsgebiete im Bereich der heutigen ČSR in vielen Arbeiten behandelt. Erst F. VITÁSEK (1924) hat zum ersten Mal das Gesamtbild der Vergletscherung aller tschechoslowakischen Gebirge gegeben und in letzter Zeit hat er es durch neue Studien ergänzt (F. VITÁSEK [1956a]). Aus diesen Arbeiten geht hervor, daß auf dem Gebiet der ČSR im Pleistozän mehr als 100 Gebirgsgletscher verschiedener Größe und von verschiedenem Typ bestanden, von den kleinen Kargletschern bis zu großen Talgletschern und Gletschern vom „Malaspina-Typ“. Die erhaltenen Stirnmoänen, von denen die niedrigsten im westlichen Teile des Staatsgebietes in 790 bis 825 m ü. M., im östlichen Teile 880 bis 995 m ü. M. liegen, gehören der letzten würmeiszeitlichen Vergletscherung und ihren Rückzugsstadien an. Nur in der Hohen Tatra sind Spuren mehrmaliger Vergletscherung zu erkennen. Neue Arbeiten über die Vergletscherung der Gebirgsgebiete der ČSR haben den Stand der Kenntnisse erweitert, aber sie veränderten die in den älteren Studien gezeigten Zusammenhänge nur wenig. Von den älteren Untersuchungen unterscheiden sie sich durch gründlicheres Studium der glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen und durch Berücksichtigung der Einflüsse, die von periglazialen Klimabedingungen auf die Oberflächengestaltung einwirken.

Die Vergletscherung des Erzgebirges, die schon in älteren Arbeiten abgelehnt wurde, wurde durch den Fund eines Kars in der Keilberggruppe wieder in Frage gestellt (R. LUCERNA [1941]). Der Karboden liegt bei 950 m NN, aber es wurden keine Moränenreste gefunden. Jüngere geomorphologische Forschungen im Böhmerwald und in den Sudeten haben keine neuen glazialmorphologischen Ergebnisse gebracht, außer der genaueren Feststellung der Moränenrückzugsstadien im östlichen Riesengebirge (J. KUNSKÝ [1948], V. KRÁL [1950]).

In den Mährisch-Schlesischen Beskiden hat J. PELÍŠEK (1952) bisher unbekannte Spuren der Vergletscherung beschrieben. Er fand in 950 bis 1000 m ü. M. zwei kleine Kare und undeutliche Moränenreste. In der Slowakei hat K. PAULO (1937) in der Kleinen Fatra eine gründliche glazial- und periglazialmorphologische Untersuchung durchgeführt. Er hat 12 Kare entdeckt, die er nach der Höhenlage der Karböden in zwei Stockwerke (1300 und 1550 m) einordnete. In einer Reihe von Studien wurden Beiträge zur Vergletscherung der Niederen Tatra gesammelt (V. KRÁL [1952], J. KUNSKÝ [1953], V. PANOŠ [1954], D. LOUČEK [1954] u. a.). Dieses Gebirge erstreckt sich in O-W-Richtung in einer Länge von 90 km. Es weist am nördlichen Abhang zahlreiche große Kare und Felsnischen mit vielen gut erhaltenen Moränenwällen auf. Der südliche Abhang des Gebirges hat präglaziale, viel ausgeglichene Hangformen mit pleistozänen Blockmeeren und Strukturböden und nur in geschützter Lage findet man einige Kare.

Das einzige Gebiet in der ČSR mit typisch alpinem Relief ist die Hohe und die Liptauer Tatra, ein immer dankbares Objekt glazialmorphologischer Studien. Nach den klassischen Studien deutscher und polnischer Forscher (R. LUCERNA, J. PARTSCH, E. ROMER, B. HALICKI u. a.) wird besonders seit 1945 in der Hohen Tatra viel geomorphologisch gearbeitet. Neue Beiträge brachten E. HADAČ (1950), V. BALOUNOVÁ (1954) und besonders J. KSANDR (1954a), der die jüngsten glazialen Ablagerungen am südlichen Abhang des Gebirges untersuchte und die Rückzugsstadien der Gletscher präziserte. In den letzten Jahren begannen die slowakischen Geomorphologen unter Leitung von M. LUKNIŠ (1955a, 1959) eine systematische geomorphologische Untersuchung der Hohen und Liptauer Tatra, die mit geomorphologischer Kartierung im Maßstab 1 : 25 000 verbunden ist. Das Studium der glazialen und fluvioglazialen Formen wird durch das Studium der periglazialen, Graviations-, strukturbedingten, Karst- und anderen Formen ergänzt.

Aus den bisherigen Teilergebnissen (M. LUKNIŠ [1959]) geht hervor, daß man in der Hohen Tatra auf Grund der Moränenuntersuchungen dreifache Vergletscherung annehmen kann. Außer der am besten erhaltenen würmeiszeitlichen Moränen kann man noch zwei ältere Moränengruppen unterscheiden.

Die würmeiszeitlichen und subrezentten Moränen kann man in vier Typen gliedern. Am markantesten erscheinen immer drei typische große Moränenwälle des Hochwürms, deren Oberfläche durch periglaziale Vorgänge ausgeglichen ist. Zum zweiten Typ gehören die höher gelegenen Moränen des Spätwürm (Spätglazial), die sich von den ersteren durch sehr frisches Aussehen unterscheiden. Den dritten Typ bilden holozäne, postglaziale, unregelmäßig angehäuften Moränenwälle aus scharfkantigen Blöcken, die von den Karwänden auf das Toteis hinunterfielen und abrutschten, bevor das Eis noch vollständig abgeschmolzen war. Schließlich kann man rezente Schuttwälle, die sich vor der Stirn der schmelzenden

Schnee- und Firnflecken, oder am Fuße der Schuttkegel bilden, zum vierten Typ rechnen.

Die mächtigen Schotterablagerungen am südlichen Fuße und im Vorlande der Hohen Tatra kann man nach M. LUKNIŠ (1959) in sechs Gruppen einteilen, die sich durch den Verwitterungsgrad und durch das Alter unterscheiden. Es gibt einen holozänen und einen würmeiszeitlichen Schotterkörper, sowie vier ältere Schotterablagerungen. Nach dem Gletscherrückgang wurden die glazialen Formen der Tatra unter periglazialen Klimabedingungen teilweise zerstört und durch Blockmeere und Blockströme verdeckt. Von der Nordabdachung der Hohen Tatra brachten neue glazialmorphologische Beiträge die Untersuchungen von J. SEKYRA (1954) und J. KOŠTÁLIK (1958), in der Liptauer Tatra die Studien von E. MAZÚR (1955).

Verschiedene Ansichten über die Höhenlage der rezenten Schneegrenze in der Hohen Tatra hat F. VITÁSEK (1956b, 1958) kritisch behandelt und auf Grund neuer klimatischer Angaben dargelegt, daß die heutige klimatische Schneegrenze in der Hohen Tatra in einer Höhe von 2400 m liege.

Während der pleistozänen Vergletscherung der Gebirge in der ČSR große Aufmerksamkeit gewidmet wurde, haben nur wenige Forscher die Frage der maximalen Ausdehnung des nordischen Inlandeises behandelt. Die Ausbreitung des Inlandeises wurde vorwiegend nach den Funden der Findlinge nordischen Ursprungs beurteilt. Darum waren die erratischen Blöcke Gegenstand zahlreicher Studien (F. VITÁSEK [1938], K. URBAN [1937], B. HEJTMAN [1938], M. BUDKOVÁ [1947]).

Erst nach 1945 haben genauere Untersuchungen der Gletscherablagerungen neue Ergebnisse gebracht. In Nordböhmen sind Spuren der nordischen Vereisung im Flußgebiet der Lausitzer Neiße und im Quellgebiet der Spree bekannt geworden. Gegen die Meinung von B. MÜLLER (1940), daß der Gletscher während der Saaleeiszeit bis zum Fuß des Jeschken- und Isergebirges vorgedrungen sei, haben neue Forschungen in der Umgebung von Frýdlant (Böhmen) gezeigt, daß der Gletscherrand das Gebiet der ČSR nicht erreicht, sondern nur mit Schmelzwasserablagerungen bedeckt hat (Z. LOCHMAN [1958], V. MORCH [1958]). Im untersuchten Gebiet wurden nur glazifluviale und glazilakustrine, wahrscheinlich aus der Elstereiszeit, aber weder glazigene Ablagerungen noch Spuren der Gletscherexaration festgestellt.

Am weitesten nach Süden ist der nordische Gletscher im Ostrauer Gebiet vorgedrungen, wo er die europäische Hauptwasserscheide erreicht hatte. Seit 1952 findet in diesem Gebiet eine systematische quartärgeologische Kartierung statt, die auch wertvolle Beiträge zur morphologischen Entwicklung dieses Gebietes gebracht hat. Wichtig ist die Feststellung der Hlučiner Strauchmoräne, die von den Beskiden und vom Odergebirge entwässernde Flüsse zu einem See aufgestaut hatte. Diese Moräne gehört zur Saaleeiszeit (Riss 2). Im gleichen Gebiet gibt es weiter nach Süden noch ältere elstereiszeitliche Ablagerungen. Beide Eiszeiten sind im Gebiet Ostrava-Opava durch Bohrungen (Profil mit interglazialer Flora) bewiesen (J. MACOUN & ŠIBRAVA [1957, 1958]). Mit dem Studium der geomorphologischen Verhältnisse im Gebiet von Opava (Troppau) hat sich auch J. KUNSKÝ (1955) beschäftigt.

Erst seit 1941, als der Staatliche Geologische Dienst (Ústřední ústav geologický) mit einer systematischen Untersuchung und Kartierung des Lockermaterials



begonnen hatte, werden in der ČSR auch viele Studien über die *periglazialen Erscheinungen*, besonders über fossile Bodenfrostdformen publiziert. Es hat sich herausgestellt, daß die Solifluktion und die Frostverwitterung im Pleistozän die Entwicklung des Reliefs bedeutend beeinflußt haben. Die meisten Studien der periglazialen Erscheinungen sind auf die Beschreibung und Erklärung der Genese beschränkt, der Einfluß dieser Erscheinungen auf die Oberflächenformen wurde oft gar nicht berücksichtigt. Eine Übersicht der tschechoslowakischen Kryopedologie hat J. SEKYRA (1956a) gegeben. Mit dem Studium der Frostkeile, Strukturböden, Brodelböden und Brodeltäpfe haben sich in verschiedenen Teilen der böhmischen Länder K. ŽEBERA (1943), Q. ZÁRUBA (1944, 1945, 1952), J. KUNSKÝ (1945, 1954a), J. PELÍŠEK (1953a), M. VAŠÍČEK (1946) u. a., in der Slowakei besonders M. LUKNIŠ (1953, 1955b) und E. MAZÚR (1956) beschäftigt. Die Bodenfrostdformen wurden oft im Flachland und Hügelland mit äolischen Sedimenten oder Hangablagerungen bedeckt und durch Bodenfließen zerstört. Sie kommen in den Oberflächenformen meist gar nicht zur Geltung. Nur selten findet man in Waldgebieten und auf nicht genutzten Flächen an der Oberfläche periglaziale Formen, wie Blockmeere, Blockströme, Felsenkessel und embryonale Kare. In Mittelböhmen, in der weiteren Umgebung von Prag und im mittleren Flußgebiet der Moldau findet man karoide Formen und Blockmeere schon in der Höhe von 500 bis 700 m NN. (V. AMBROŽ [1943], Z. ROTH [1944]). Auch im südböhmischen Kristallin sind diese Formen mancherorts entwickelt (S. CHÁBERA [1955]).

Am besten sind jedoch die durch periglaziale Vorgänge bedingten Oberflächenformen in Gebirgsgebieten verbreitet, wo sie teilweise rezent sein können. Schon früher erkannte, typisch entwickelte Strukturböden im Riesengebirge haben W. WALCZAK (1948) für rezente, J. KUNSKÝ & Q. ZÁRUBA (1950) aber für fossile wegen des gut entwickelten Podsolprofils erklärt. Auch im Altvatergebirge wurden Polygonböden und andere periglaziale Formen untersucht (M. PROSOVÁ [1956], J. PETRÁNEK [1953]). Im Bereich der slowakischen Karpaten hat zuerst J. SEKYRA (1950) in der Hohen Tatra Bodenfrostdformen, Erdhügel und Girlandeböden entdeckt. Ihre Entstehung wurde in zahlreichen weiteren Arbeiten diskutiert (J. PELÍŠEK [1953b], J. KSANDR [1954b], R. NETOPIĽ [1957] u. a.). Zu den periglazialen Formen der Hochgebirge gehören auch Doppelgrate, Schuttnähte, Blockschüsseln und geöffnete Frostspalten. Auch diese Erscheinungen wurden in den tschechoslowakischen Karpaten beschrieben und erklärt, wie in der Niederen Tatra (J. KUNSKÝ [1954b]), Liptauer Tatra (M. LUKNIŠ [1954]), in der kleinen Fatra (E. MAZÚR [1954]) und in den Mährisch-Schlesischen Beskiden (S. NOVOSAD [1956]).

Von den *gesteinsbedingten Formen* werden in der ČSR besonders verschiedene interessante Verwitterungsformen und Denudationsformen studiert. In Graniten und verwandten Tiefengesteinen des Böhmisches Massivs sind durch Verwitterungsvorgänge zahlreiche Felsgruppen, Felsburgen und von kleineren Formen Wackelsteine, Opfersteine, Tafoni u. a. entstanden. Im Sinne der Klimamorphologie betrachtet man diese Formen heutzutage größtenteils als Ergebnis der periglazialen Klimabedingungen. In den Quadersandsteinen der böhmischen Kreidetafel bieten die „Felsenstädte“, Tafelberge, Schichtstufen und kleineren Verwitterungsformen zahlreiche Probleme zu geomorphologischen Studien.

Gesteinsbedingt sind auch *Karstformen*, denen besonders große Aufmerksamkeit gewidmet wird. In den letzten Jahren entfallen von der gesamten Anzahl

der geomorphologischen Veröffentlichungen in der ČSR eine Hälfte, manchmal sogar zwei Drittel auf Karstprobleme. Die rasche Entwicklung der Karstforschung geht auch daraus hervor, daß neue Fachzeitschriften gegründet wurden, die nur der Karst- und Höhlenforschung gewidmet sind. Es sind „Československý kras“ (Tschechoslowakischer Karst, seit 1948 in Brno, seit 1957 in Prag), „Slovenský kras“ (Slowakischer Karst, Jahrbuch seit 1958) und „Krasový sborník Krasové sekce Společnosti Národního musea“ (Karstbulletin der Karstsektion der Gesellschaft des Nationalmuseums, in zwangloser Folge seit 1958). Auf die Entwicklung der Karstforschung hat großen Einfluß auch die wirtschaftliche Bedeutung der Karstgebiete, die auf dem Abbau wertvoller Kalksteine und Marmore beruht. Außerdem werden die Karstgebiete immer mehr zum Anziehungspunkt der Touristik. Das außerordentlich große Interesse der Öffentlichkeit an den Tropfsteinhöhlen hat zur Folge, daß immer mehr Höhlen für Touristen zugänglich gemacht werden. Bisher gibt es in der ČSR 23 solcher Höhlen.

Die Gesamtfläche der tschechoslowakischen Karstgebiete beträgt 1710 km<sup>2</sup> und drei Viertel davon entfallen auf die Slowakei. In sehr vielen karstmorphologischen Arbeiten werden vor allem die Fragen der Entstehung, Entwicklung und des Alters der oberflächlichen und unterirdischen Karstformen behandelt. Es handelt sich jedoch größtenteils um Ergebnisse von lokaler Bedeutung, von denen hier nur einiges im Auszug erwähnt werden kann.

Die Klassifizierung der tschechoslowakischen Karstgebiete nach den Karsttypen von J. CVIJIČ hat J. MICHOVSKÁ (1957) versucht. Danach kann man alle Karstgebiete des Böhmisches Massivs, die in kristallinen und altpaläozoischen Kalken entwickelt sind, zum Typ des unvollkommenen Karstes (Merokarstes) stellen. Auch der bekannte Mährische Karst gehört dazu. Die slowakischen Karstgebiete sind in mesozoischen (meist triassischen) Kalksteinen entstanden und entsprechen CVIJIČs Übergangstypen, und zwar dem Jura-Typ (Karstgebiete in der Niederen, Hohen und Liptauer Tatra) oder zum Causses-Typ (Südslowakischer Karst, Karst von Muráň u. a.).

Die Forschung im Böhmisches Karst, dem Karstgebiet in silurischen und devonischen Kalken zwischen Prag und Beroun hat die Entdeckung der größten Tropfsteinhöhle Böhmens gebracht, die dadurch bedeutend ist, daß in der Höhle reiches osteologisches und archäologisches Material gefunden wurde, das der älteren Phase des Jungpaläolithikums entspricht (J. KUKLA [1952]). In Mähren wurden neue Kenntnisse besonders aus den kleinen Karstgebieten des nördlichen Mähren und Mährisch-Schlesien erworben (V. PANOŠ [1955], V. KRÁL [1958], darunter auch aus dem interessanten Gebiet der thermalen Verkarstung mit Ausstritten von Kohlendioxyd im Bečva-Tal bei Hranice (J. KUNSKÝ [1957a])).

Viele neue Forschungen wurden in den slowakischen Karstgebieten unternommen. A. DROPPA (1957a) hat die Entstehung des großen Höhlensystems im Demänová-Tal in der Niederen Tatra studiert und dabei elf Höhlenniveaus festgestellt, die den Entwicklungsphasen im Pleistozän entsprechen. In der bekannten Eishöhle von Dobšiná (Dobschau) und in der Eishöhle im Demänová-Tal wurden neue Untersuchungen durchgeführt, die wichtige Erkenntnisse von der Bildung und der Dynamik des Höhleneises gebracht haben (A. DROPPA [1957b])). Auf Grund mikroklimatischer Messungen konnten Maßnahmen in der Dobšiná-Eishöhle getroffen werden, die durch ungeschickte Eingriffe entstandene Verluste des Höhleneises verhinderten (Š. VALOVIČ [1957])). Das Studium der Karstgebiete

in der Niederen und Hohen Tatra über 2000 m hat gezeigt, daß die klimatischen Bedingungen des Hochgebirges die Karstformen weitgehend beeinflußt haben, so daß man von einem besonderen Typ des Hochgebirgskarstes in dieser Höhenlage sprechen kann (J. SEKÝRA [1954], D. LOUČEK [1956]). Im Quellgebiet des Hronflusses (Gran) am südlichen Fuße der Niederen Tatra hat J. SEKÝRA (1956b) einen besonderen Typ des verdeckten Karstes beschrieben, der sich unter einer Schicht von pleistozänen proluvialen Schotterablagerungen entwickelt hat. Eines der größten slowakischen Karstgebiete im Stratená-Bergland (Flußgebiet des oberen Hornád) wurde in einer karstmorphologischen Monographie zum ersten Mal bearbeitet (M. LUKNIŠ [1945]). Es ist eine hochgelegene Kalkplatte, die von tiefen Kañontälern durchschnitten ist. Eine systematische Erforschung des Südslowakischen Karstes, die in den letzten Jahren vor sich geht, hat die Frage der tiefsten Karstabgründe aufgeklärt (J. SENEŠ [1954], F. SKŘIVÁNEK [1958]). Die Abgründe des Südslowakischen Karstes gehören zum Typ der französischen „aven“. Der Barazdaláš-Abgrund (– 182 m) ist der tiefste in der ČSR, an zweiter Stelle ist der sogenannte Malá-Žomboj-Abgrund (– 142 m).

Als Pseudokarstformen bezeichnet J. KUNSKÝ (1957b) solche oberflächliche Formen, die durch den selektiven denudativen Zerfall fester unlöslicher Gesteine entstanden sind. Man versteht darunter die Zergliederung der Gesteine entlang der Schicht- oder Spaltenflächen, Zerfall der nicht gut verkitteten Gesteine, oder auch chemische Zersetzung des löslichen Teiles der Sedimente. Auf diese Weise entstanden in der ČSR karstähnliche Formen, wie Pseudokarstkarren auf Quadersandsteinen der Kreidetafel, Pseudokarstdolinen im Löß auf einer wasserdurchlässigen Unterlage und Pseudokarsthöhlen in Sandsteinen, Konglomeraten, jungen Ergußgesteinen u. a.

Bei den kleineren Karstformen wurde besondere Aufmerksamkeit der Entstehung sekundärer Karstformen, wie verschiedener Tropfstein-, Sinterformen, Höhlenperlen u. a. gewidmet (J. KAŠPAR & J. KUNSKÝ [1943], R. KETTNER [1948], Z. ROTH [1948], J. KUNSKÝ [1949], J. KUKLA [1953]). Auch die Altersfrage und das Problem des Wachstums der Tropfsteine wurden auf Grund verschiedener Beobachtungen gelöst (F. VITÁSEK [1940], J. KUNSKÝ [1942], J. PETRÁNEK & Z. POUBA [1951]). Die Untersuchung der Höhlensedimente, die ein wichtiges Mittel für die Datierung der Höhlenentwicklung ist, wurde methodisch gründlich von J. KUKLA & V. LOŽEK (1958) durchgearbeitet.

Von den *äolischen Formen* sind in der Tschechoslowakei vor allem Flugsanddünen verbreitet. Sie entstanden durch Auswehung des sandigen Materials aus den Flußablagerungen und im Bereich der vorkarpatischen Senken und Tiefebenen auch aus neogenen sandigen Ablagerungen. Größtenteils sind es fossile Formen. Die mittelböhmisches Dünen im Elbtale sind auf Grund der Untersuchungen von K. ŽEBERA (1958) pleistozänen Alters, nur stellenweise wurden sie noch später im Holozän überweht. Die südmährischen Dünen an der unteren March bei Hodonín hält F. VITÁSEK (1942) für subfossile Bildungen. Die Korngröße und Zusammensetzung dieser Flugsande, die in der Form von Querdünen von Südwestwinden aufgeweht wurden, studierte J. PELÍŠEK (1943). In den südslovakischen Tiefebenen sind nach Š. JANŠÁK (1950) vier Typen von Sanddünen vertreten: hufeisenförmige Dünen (Barchane), Querdünen, Längsdünen und Übergangsformen. Durchschnittlich sind sie 10 bis 15 m, die größten Formen 50 bis 60 m hoch. Ein ausgedehntes Gebiet mit äolischen Formen liegt in der Slowakei zwischen dem



unteren Waag- und Grantal. Außer verschiedenen Dünentypen wurden dort auch Deflationsformen, Wannen und Rinnen in neogenen Sanden beschrieben (M. LUKNIŠ & Š. BUČKO [1953]). In der östlichen Slowakei gehört das Flugsandgebiet in der Theißebeene zu dem großen Flugsand- und Dünengebiet in Nordostungarn. Die bis 40 m hohen Dünen und Deflationswannen wurden von Nordwinden im Pleistozän geformt und später noch im Holozän durch Flußerosion, Denudation und lokale Umwehungen verändert (J. KVITKOVÍČ [1955]). Wo die Dünen auf Flußschottern, wie in Mittelböhmen liegen, findet man oft Windkanter, die auch mehrmals beschrieben und untersucht wurden. Mit der Entstehung und Verbreitung der Windkanter in der Slowakei hat sich zuletzt M. LUKNIŠ (1958) beschäftigt, der auch Windfurchen und Korrasionsrillen auf Andesitblöcken in der Theißebeene beobachtet hat.

Von anderen Problemen der geomorphologischen Forschung in der ČSR sind noch Formen der *beschleunigten Erosion*, der Bodenerosion, sowie *antropogene* Formen zu erwähnen. Im Riesengebirge macht sich die Grabenspülung in der lockeren Verwitterungsschicht der Kammregion bemerkbar. Auf entblößten Flächen, besonders auf Gebirgswegen entstanden während der Kriegsjahre, als die Wege nicht repariert wurden, bis 2 m tiefe Erosionsfurchen (R. TÁSLER [1948]). In Südmähren verursacht die Grabenspülung in einigen Gebieten große Schäden am Ackerboden und auf Verbindungswegen (O. STEHLÍK [1954]). Aus historischen Quellen und Karten hat Z. LÁZNÍČKA (1957) die Entwicklung und Verbreitung der Erosionsfurchen studiert. Auch in einigen Gebieten der Slowakei äußern sich ungünstige Folgen der beschleunigten Erosion, und es werden Karten der Dichte der Spülgräben ausgearbeitet (V. MAZÚROVÁ [1955], Š. BUČKO [1956]). Das Studium der Abrasionstätigkeit der neu entstandenen großen Talsperrenseen hat gezeigt, wie schnell die Brandung zur Ausarbeitung kleiner Kliffs und Brandungsplatten führt (J. LINHART [1954], L. ŘEPKA [1956]). Antropogene Oberflächenformen entstehen und verbreiten sich immer mehr besonders in Gebieten des Kohlenabbaus, nicht nur beim Tagebau, sondern auch bei unterirdischen Arbeiten (Egergraben, Ostrauer Gebiet). Auch diese Veränderungen werden von den Geomorphologen verfolgt, und es werden Maßnahmen vorgeschlagen, wie die großen Devastationen der Naturlandschaft und die Entwertung des Ackerbodens zu beseitigen (V. KROUTILÍK [1954] u. a.).

Die Geomorphologie spielt in der ČSR bei der Begrenzung der *natürlichen Landschaften* oder physisch-geographischen Einheiten die führende Rolle. Bei der kleinen Ausdehnung des Staatsgebietes steht die Oberflächengestaltung bei der landschaftskundlichen Gliederung im Vordergrund; denn die weiteren Komponenten des physisch-geographischen Milieus (Klima, Gewässer, Vegetation u. a.) werden vom Relief weitgehend beeinflusst. Auch in den letzten Jahren wurden neue orographische Gliederungen des Staatsgebietes ausgearbeitet. Wie schon früher kommen dabei zwei verschiedene Gesichtspunkte zur Geltung.

K. KUCHAR (1955) ist von einem katrographisch-ometrischen Standpunkt ausgegangen und hat zur Begrenzung der orographischen Einheiten solche Linien benutzt, die einen orometrischen, aber keinen morphologischen Wert haben, wie Tallinien (Talwege), die an Gebirgspässen beginnen, sowie Höhenlinien und Wasserscheiden. Die orographische Gliederung der ČSR von K. KUCHAR vernachlässigt also die geomorphologischen und morphogenetischen Bedingungen.

J. HROMÁDKA (1956) versteht dagegen unter „orographischen Einheiten“ solche Teile der Landesoberfläche, die sich vor allem nach dem morphologischen Typ und nach der Morphogenese von den Nachbargebieten deutlich unterscheiden und die man durch mehr oder weniger genaue Linien begrenzen kann. Es gibt zwei Gruppen von orographischen Einheiten, Erhebungen und Niederungen; die Grenze bildet die Gebirgsfußlinie, die tektonischen, erosiven oder denudativen Ursprungs sein kann. Sie ist in morphologisch jungen Gebieten (Karpäten) gewöhnlich deutlich entwickelt, in morphologisch älteren Gebieten (Böhmisches Massiv) ist sie jedoch durch lang andauernde Abtragung und Verebnung oft verwischt, und man kann sie dann nur mit Mühe feststellen. Es gibt verschiedene Ordnungsgrößen der „orographischen Einheiten“ in der ČSR. Die einzelnen Einheiten, wie Gebirge, Becken, Hügelland, kann man in Einheiten höherer Ordnung, in die sogenannten orographischen Systeme einreihen. Andererseits kann man auch die Grundeinheiten in kleinere Raumeinheiten (Gebirgstteile, Platten, Täler), in Landschaftsindividuen aufteilen. Die orographische Gliederung der ČSR von J. HROMÁDKA (1956) ist bisher die weitestgehende natürliche Gliederung des Staatsgebietes. Sie wurde leider nur auf kleinmaßstäblichen Karten veröffentlicht. In den Grenzgebieten entspricht die Grenzziehung ziemlich gut den landschaftskundlichen Gliederungen der Nachbarstaaten (E. MEYNEN-J. SCHMITHÜSEN, J. H. SCHULTZE, M. KLIMASZEWSKI).

Ein wichtiger Zweig der geomorphologischen Forschung, der sich erst in den letzten Jahren entwickelt, ist die *geomorphologische Kartierung*. Die bisherigen geomorphologischen Karten waren größtenteils sehr schematisch und haben gewöhnlich nur eine bestimmte Gruppe der geomorphologischen Formen (glaziale Formen, Karstformen, Flußterrassen u. a.) abgebildet. Eine genaue geomorphologische Karte soll aber ein treues, allseitiges Bild der geomorphologischen Bedingungen des betreffenden Gebietes geben und muß also alle Groß- und Kleinformen des Reliefs in ihren gegenseitigen Beziehungen auf Grund einer genetischen Klassifizierung fassen.

Die geomorphologische Kartierung in der ČSR steht am Anfang der Entwicklung und sie stützt sich an ähnliche ausländische Arbeiten (A. I. SPIRIDONOW, J. TRICART u. a.). Die Methode der karthographischen Darstellung der geomorphologischen Erscheinungen wurde noch nicht einheitlich ausgearbeitet und bietet zahlreiche Probleme, die erst gelöst werden müssen, wie die Darstellung polygenetischer Formen, die geomorphologische Grenzziehung in alten Verebnungsgebieten, die Altersfrage des Reliefs u. a. Die systematische geomorphologische Kartierung ist die Hauptaufgabe der geomorphologischen Arbeitsstätten der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften in Prag und Brno und der Slowakischen Akademie der Wissenschaften in Bratislava. Diese Kartierung hat zwei Ziele. Zuerst ist es die Zusammenstellung einer übersichtlichen geomorphologischen Karte der Republik im Maßstab 1 : 200 000, nur auf Grund bisheriger Forschungen und ergänzender Orientierungsfahrten im Gelände. Das zweite Ziel ist die genaue geomorphologische Kartierung im Maßstab 1 : 25 000. Diese Karten werden nur auf Grund neuer systematischer und allseitiger Geländeuntersuchungen zusammengestellt. Um zuerst Erfahrungen und Unterlagen für die Ausarbeitung einer einheitlichen Methode der Kartendarstellung zu erwerben, hat man mit der genauen geomorphologischen Kartierung bereits in verschiedenen Relieftypen begonnen, die morphologisch ziemlich gut bearbeitet sind, wie die Umgebung von

Prag und Brno, der Mährische Karst, Mährisch-Schlesische Beskiden, die Hohe Tatra. Bisher wurde nur ein kleiner Teil dieser Arbeiten veröffentlicht (O. STEHLÍK [1956], J. LINHART [1957], M. LUKNIŠ [1955a], E. MAZÚR [1955], B. BALATKA, J. SLÁDEK & J. MICHOVSKÁ [1959] u. a.).

Die geomorphologische Kartierung ist eine langjährige Aufgabe der tschechoslowakischen Geomorphologie, und sie wird bedeutend zur geomorphologischen Durchforschung des Staatsgebietes beitragen. Sie bietet auch die Gewähr dafür, daß diese Forschung systematischer und allseitiger sein wird, als es früher war.

### Summary

After a short review of the development of the geomorphological research in Czechoslovakia the paper supplies information on the present conditions and new results of this research. In the ČSR especially the Geographical Departments of the Charles University of Prague, the Masaryk University of Brno and the Comenius University of Bratislava are concerned with geomorphological investigations. After 1945 further places of geomorphological research have come into being at the Czechoslovakian Academy of Sciences in Prague and Brno and at the Slovakian Academy of Sciences. The main problems of the geomorphological research in Czechoslovakia can be divided into two large groups. The first group is concerned with the study of the erosion surfaces, especially with the investigation of the age of these surfaces, which have a basic "stratigraphical" meaning as to the question of the development of the relief features. The second group of problems is comprehending the study of separate minor features which are due either to lithological or structural conditions (different features of weathering, karst features) or developed by the activity of different exogenous and endogenous factors (fluvial, glacial, periglacial, aeolian features and so forth). Of every complex of problems the most important results of the research in Czechoslovakia are discussed in this paper and supplemented by references. Like in the neighbouring states in Czechoslovakia too the climatic-morphological aspect is acknowledged by the geomorphological research and the climate stressed explanation of the development of the landforms is generally supported. As to the methodical point of view the geomorphological mapping is gaining more and more importance because it presupposes a systematic and universal field survey. The geomorphological mapping of the state area at the scale of 1 : 25 000 is a task of long standing of the Czechoslovakian geomorphology which will contribute considerably to the geomorphological investigation.

### Résumé

Après un bref aperçu sur le développement de la recherche géomorphologique en Tchécoslovaquie l'article apporte des renseignements sur l'état actuel et les résultats récents de cette recherche. En Tchécoslovaquie ce sont surtout les instituts géographiques de l'université Charles à Prague, de l'université Masaryk à Brno et de l'université Comenius à Bratislava qui se consacrent à la recherche géomorphologique. Après 1945 d'autres centres de recherche géomorphologique ont été créés près de l'Académie tchécoslovaque des Sciences à Prague et Brno et près de l'Académie slovaque des Sciences. On peut répartir en deux grands groupes les



principaux problèmes géomorphologiques étudiés en Tchécoslovaquie. Le premier groupe consiste en l'étude des surfaces d'aplanissement, en particulier en la détermination de l'âge de ces surfaces, qui ont une importance «stratigraphique» fondamentale pour la question du développement des formes du terrain. Le deuxième groupe consiste en l'étude de formes mineures isolées, qui résultent soit de la structure ou de la lithologie (différentes formes de désagrégation, formes karstiques) soit de l'activité des différentes forces exogènes et endogènes (formes fluviales, glaciaires, périglaciaires, éoliennes, etc.). Les résultats les plus importants de la recherche géomorphologique dans chacun de ces domaines sont présentés dans cet article et complétés par une bibliographie. Comme dans les pays voisins la morphologie climatique prend place en Tchécoslovaquie dans la recherche géomorphologique et l'explication par le climat du développement des formes du terrain est largement représentée. Au point de vue méthodologique la cartographie géomorphologique prend toujours plus d'importance, parcequ'elle suppose un travail de terrain systématique et universel. La cartographie géomorphologique du territoire national à l'échelle de 1 : 25.000 est une tâche de la géomorphologie tchécoslovaque qui sera longue, mais qui contribuera efficacement à l'approfondissement de la recherche géomorphologique.

### Literaturverzeichnis

Die Titel der Aufsätze sind nach dem Wortlaut der fremdsprachlichen Zusammenfassung angegeben. Hat der Aufsatz keine deutsche, englische oder französische Zusammenfassung, so ist hinter dem tschechischen bzw. slowakischen Titel in Klammern die deutsche Übersetzung angeführt.

#### Benutzte Abkürzungen:

- BI ATS = Bulletin International de l'Académie Tchéque des Sciences, classe des sciences mathématiques, naturelles et de la médecine, Prague.
- ČSAV = Československá akademie věd (Tschechoslowakische Akademie der Wissenschaften).
- ČVSMO = Časopis Vlasteneckého spolku musejního, Olomouc (Zeitschrift des Vaterländischen Musealvereines, Olmütz).
- GČ SAV = Geografický časopis Slovenskej akadémie vied — Geographische Zeitschrift der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava.
- PBZ ČSAV = Práce Brněnské základny Československé akademie věd — Acta Academiae Scientiarum Českoslovenicae Basis Brunensis, Brno.
- PMPS = Práce Moravské přírodovědecké společnosti — Acta Societatis Scientiarum Naturalium Moraviae, Brno.
- PSOK = Přírodovědecký sborník ostravského kraje — Acta Rerum Naturalium Districtus Ostraviensis, Opava.
- RČSAV = Rozpravy Československé akademie věd, Praha (Verhandlungen der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften, Prag).
- SAV = Slovenská akadémia vied (Slowakische Akademie der Wissenschaften).
- SČSZ = Sborník Československé společnosti zeměpisné — Journal of the Czechoslovak Geographical Society, Praha.
- SÚÚG = Sborník Ústředního ústavu geologického — "Sborník" du Service géologique de Tchécoslovaquie, Praha.
- VKČSN = Věstník Královské české společnosti nauk — Mémoires de la Société Royale des Lettres et des Sciences de Bohême, Praha.
- VÚÚG = Věstník Ústředního ústavu geologického — "Věstník" du Service géologique de Tchécoslovaquie, Praha.
- ZS SAVU = Zemepisný sborník Slovenskej akadémie vied a umení, Bratislava (Geographische Verhandlungen der Slowakischen Akademie der Wissenschaften und Künste, Preßburg).

- AMBROŽ, V., 1943: Periglaziale Erscheinungen bei Jewan. — Zprávy geologického ústavu, 18, 219—230, Praha.
- ANDRUSOV, D., 1932: Sur les terrasses quaternaires de l'Orava et de la vallée moyenne du Váh et quelques considérations sur la géomorphologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie. — VÚUG, 8, 244—257, Praha.
- BALATKA, B., & NOVOTNÝ, J., 1956: The Terraces of the Rivers Radbuza and Úhlava. — SČSZ, 61, 181—193, Praha.
- BALATKA, B., & SLÁDEK, J., 1958: Vývoj výzkumu říčních teras v Českých zemích. (Die Entwicklung der Flußterrassenforschung in den Böhmisches Ländern.) — Verlag ČSAV, 1—288, Praha.
- BALATKA, B., SLÁDEK, J., & MICHOVSKÁ, J., 1959: The Detailed Geomorphological Map of the Region to the North of Prague. — SČSZ, 64, 289—302, Praha.
- BALOUNOVÁ, V., 1954: Forms of Glacial and Postglacial Accumulation in the Valleys Malá and Velká Studená dolina in the High Tatra. — RČSAV, 64, 8, 21—38, Praha.
- BUČKO, Š., 1956: Die Grabenspülung im Wassergebiet des Ipel. — GČ SAV, 7, 102—109, Bratislava.
- BUDKOVÁ, M., 1947: The Erratic Blocs around Krnov and Cukmantl. — SČSZ, 52, 92—95, Praha.
- CHÁBERA, S., 1955: The Periglacial Phenomena in South Bohemia. — RČSAV, 65, 4, 49—68, Praha.
- DEMEK, J., 1954: The Geomorphological Conditions of the Vicinity of the Village Sněžná on the Bohemo-Moravian Upland. — SČSZ, 59, 26—30, Praha.
- , 1955: A Contribution to the Geomorphology of the Lower Course of the Brtnice. — PBZ ČSAV, 27, 2, 93—104, Brno.
- DEMEK, J., & CZUDEK, T., 1959: Geomorphologische Verhältnisse des Neudeker Flußgebietes im Erzgebirge. — PBZ ČSAV, 31, 8, 385—419, Brno.
- DINEW, L., 1942: Morphologie der Zentralen Westkarpathen. — Isvestija na blgarskoto geografsko druschestvo, 9, 3—69, Sofia.
- DROPPA, A., 1957a: Die Höhlen Demänovské jaskyne. — Verlag SAV, 1—289, Bratislava.
- , 1957b: Die Eishöhle Dobšinská ľadová jaskyňa. — GČ SAV, 9, 99—118, Bratislava.
- HADAČ, E., 1950: Traces of Glaciation in the Temnosmrečinová Valley, High Tatra. — ZSSAVU, 2, 1/2, 57—63, Bratislava.
- HANUŠ, L., 1957: Terraces of the River Mže between Tachov and Křimice near Plzeň. — SČSZ, 62, 81—87, Praha.
- HEJTMAN, B., 1938: Bludné balvany v Opavském Slezsku. (Erratische Blöcke im Troppauer Schlesien.) — ČVSMO, 50, 40—45, Olomouc.
- HROMÁDKA, J., 1956: The Orographical Division of the Czechoslovak Republic. — SČSZ, 61, 161—180, 265—299, Praha.
- JANŠÁK, Š., 1950: Les formations éoliennes en Slovaquie. — ZSSAVU, 2, 1/2, 5—48, 3/4, 7—31, Bratislava.
- KAŠPAR, J., & KUNSKÝ, J., 1943: Geysirtropfsteine in den Aragonithöhlen von Sbraschau (Nordmähren). — BI ATS, 43, 303—314, Praha.
- KETTNER, R., 1948: Le guano de chauves-souris et les phénomènes du corrosion q'il déterminé dans les grottes de Domic. — SÜUG, 15, 41—64, Praha.
- KOŠŤÁLIK, J., 1958: Die geomorphologischen Verhältnisse des Tales der Javorinka in der Hohen Tatra. — GČ SAV, 10, 114—140, Bratislava.
- KRÁL, V., 1949: Terasy řeky Úpy. (Die Terrassen des Aupallusses.) — SČSZ, 54, 179—183, Praha.
- , 1950: Stopy činnosti ledovců ve východní části Krkonoš. (Spuren der Gletschertätigkeit im östlichen Riesengebirge.) — Ochrana přírody, 5, 55—58, Praha.
- , 1952: Traces of Glaciation on the Southern Slope of the Nizké Tatry. — VKČSN, 1952, 13, 1—10, Praha.
- , 1958: Karst und Höhlen in den Ostsudeten. — Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 2, 105—159, Praha.
- KREJČÍ, J., 1939: The Profile of Equilibrium as a Basis of the Study of River Terraces. — Spisy Odboru České spol. zeměpisné v Brně, A, 5, 1—144, Brno.
- , 1944: Eine geomorphologische Analyse der Zliner Gegend. — PMPS, 16, 2, 1—30, Brno.
- , 1951: Recent Advances in Geomorphology in Moravia and Silesia. — SČSZ, 56, 45—55, Praha.
- , 1952: Contribution to the Question of the Premiocene Relief around Brno. — SČSZ, 57, 54—59, Praha.

- , 1954: Geomorfologický výzkum v českých zemích. (Geomorphologische Forschungen in den Böhmisches Ländern.) — SČSZ, 59, 209—212, Praha.
- KROUTÍK, V., 1954: Die Halden im Stadtgebiet von Ostrau. — Slezský studijní ústav, 1—40, Opava.
- KSANDR, J., 1954a: Postglacial Geomorphology of the Southern Slope of the High Tatra and the Practical Importance of the Talus Cones. — RČSAV, 64, 5, 1—49, Praha.
- , 1954b: Frost Soil Forms in the Tatra. — Ochrana přírody, 9, 97—108, Praha.
- KUCHAŘ, K., 1955: Novější snahy o vymezení orografických celků v ČSR. (Neuere Versuche um die Begrenzung der orographischen Einheiten in der ČSR.) — Kartografický přehled, 9, 58—64, Praha.
- KUKLA, J., & cons., 1952: Bericht über die Ergebnisse der Höhlenforschungen am Zlatý kůň in Böhmen. — Československý kras, 5, 49—68, 161—179, Brno.
- , 1953: The Excentric Stalactites and the Montmilk in the Cave Izbica near Harmanec, Slovakia. — Československý kras, 6, 2—11, Brno.
- KUKLA, J., & LOŽEK, V., 1958: To the Problems of Investigation of the Cave Deposits. — Československý kras, 11, 19—83, Praha.
- KUNSKÝ, J., 1942: Zur Altersfrage der Tropfsteine. — Zprávy geologického ústavu, 17, 269—280, Praha.
- , 1945: Mrazové klíny v jižních Čechách. (Frostkeile in Südböhmen.) — SČSZ, 50, 25—27, Praha.
- , 1948: Geomorfologický náčrt Krkonoš. (Geomorphologische Skizze des Riesengebirges.) — Příroda v Krkonoších, 54—89, Praha.
- , 1949: Cave Pearls. — SČSZ, 54, 32—39, Praha.
- KUNSKÝ, J., & ZÁRUBA, Q., 1950: The Periglacial Structural Soils in the Giant Mountains. — SČSZ, 55, 10—14, Praha.
- KUNSKÝ, J., 1953: Geomorphological Excursion in the Low Tatra. — Kartografický přehled, 7, 150—165, Praha.
- , 1954a: Ice-wedges on the Venušina sopka in Silesia. — RČSAV, 64, 1, 11—15, Praha.
- , 1954b: Contribution to the Geomorphology of the Granitic Cores of the Tatra Mts. — RČSAV, 64, 1, 1—10, Praha.
- , 1955: Contribution to the Geomorphology of the Opavian Silesia. — PSOK, 16, 341—351, Opava.
- , 1957a: Thermomineral Karst and Caves of Zbrašov, Northern Moravia. — SČSZ, 62, 306—351, Praha.
- , 1957b: Types of Pseudokarst Phenomena in Czechoslovakia. — Československý kras, 10, 108—125, Praha.
- KVITKOVÍČ, J., 1955: Die geomorphologischen Verhältnisse des südöstlichen Teiles der Theißebene. — GČ SAV, 7, 72—84, Praha.
- LÁZNÍČKA, Z., 1957: Grabenspülung im Tale der Jihlava oberhalb Ivančice. — PBZ ČSAV, 29, 9, 393—415, Brno.
- LINHART, J., 1954: Abrasion Action at the Kníničky Dam. — SČSZ, 59, 185—196, Praha.
- , 1957: Conditions géomorphologiques de l'aire d'alimentation de la Veverka. — PBZ ČSAV, 29, 8, 369—392, Brno.
- LOCHMAN, Z., 1958: The Geomorphology of the Northwestern Part of Frýdlant Region. — SČSZ, 63, 111—128, Praha.
- LOUČEK, D., 1954: Geomorphology of the High Mountain Region of the Králova hora in the Low Tatra. — RČSAV, 64, 8, 1—19, Praha.
- , 1956: The Alpine Karst in Ďumbír. — RČSAV, 66, 3, 1—45, Praha.
- LUCERNA, R., 1941: Kar am Keilberg? — Firgenwald, 12, 30—43, Reichenberg.
- LUKNIŠ, M., 1945: Contribution à la géomorphologie du karst superficiel dans la Ztratská hornatina. — Sborník prác Prír. fak. Slov. univ., 12, 1—46, Bratislava.
- , 1946: Quelques remarques sur la géomorphologie de la porte de Beckov et des régions avoisinantes. — Práce Stát. geol. ústavu, 15, 1—32, Bratislava.
- , 1949: Une étude morphologique sur Tribeč. — Geographica Slovaca, 1, 80—102, Bratislava.
- LUKNIŠ, M., & BUČKO, Š., 1953: The Geomorphological Conditions of the Danube Lowland in the Area between Nové Zámky and Komárno. — GČ SAV, 5, 131—167, Bratislava.
- LUKNIŠ, M., 1954: Contribution to the Knowledge of the Forms of Frost Weathering of the Rocks in the Western Carpathians. — SČSZ, 59, 1—7, Praha.



- , 1955a: Geomorphologie und Quartär der Studenovodská dolina in der Tatra. — GČ SAV, 7, 45—72, Bratislava.
- , 1955b: Bericht über die quartärgeologische Erforschung der Kleinen Karpathen. — GČ SAV, 7, 214—226, Bratislava.
- LUKNIŠ, M., & MAŽÚR, E., 1956: Der gegenwärtige Stand und die neuen Ergebnisse der geomorphologischen Erforschung der Mittelgebirgsregionen der Slowakei. — GČ SAV, 8, 87 bis 94, Bratislava.
- LUKNIŠ, M., 1958: Funde von Steinen mit Sandschliff in der Slowakei. — GČ SAV, 10, 3—26, Bratislava.
- , 1959: Relief und Gliederung der quartären Gebilde in der Hohen Tatra und deren Vorlande. — Geol. sborník SAV, 10, 233—268, Bratislava.
- MACOUN, J., & ŠIBRAVA, V., 1957: Zur Vereisung des Troppauer und Hultschiner Gebietes. — Anthropozoikum, 7, 241—260, Praha.
- , & —, 1958: Morainic Sediments of the Elster Glaciation in the Hlučín District. — VÚUG, 33, 201—203, Praha.
- MAŽÚR, E., 1954: Zu den Zerfallsformen der Bergskämme in der Kleinen Tatra. — GČ SAV, 6, 193—208, Bratislava.
- , 1955: Beitrag zur Morphologie des Wassergebietes des Studený-Baches in der Liptauer Tatra. — GČ SAV, 7, 7—55, Bratislava.
- , 1956: Einige Profile durch das Quartär der nordwestlichen Slowakei. — GČ SAV, 8, 177—185, Bratislava.
- MAZÚROVÁ, V., 1955: Die Grabenspülung im Wassergebiet des Ipel. — GČ SAV, 7, 102—109, Bratislava.
- MICHÁLEK, R., 1956, 1957: Geomorphologische Verhältnisse des Flußgebietes der Oder im Odergebirge. — PSOK, 17, 532—541, 18, 126—148, Opava.
- MICHOVSKÁ, J., 1957: The Types of the Czechoslovak Karst. — Československý kras, 10, 60—68, Praha.
- MORCH, V., 1958: Geomorphology of the Central Part of the Frýdlant Area. — SČSZ, 63, 309—322, Praha.
- MÜLLER, B., 1940: Als das nordische Inlandeis in unsere Heimat vorstieß. — Jhb. d. Deutsch. Gebirgsvereins f. Jeschkengebirge, 50, 88—96, Reichenberg.
- NEMČOK, E., 1957: Der Einfluß geologischer Strukturen auf die morphologische Entwicklung des Hronates. — Geol. sborník SAV, 8, 194—203, Bratislava.
- NETOPIĽ, R., 1951: Geomorphological Survey of the Drainage Basin of the Oslava River. — SČSZ, 56, 57—71, Praha.
- , 1957: Die Bildung der Girlandenböden im Gebirge Belanské Tatry. — GČ SAV, 9, 119—142, Bratislava.
- NOVÁK, V. J., 1932: On the Longitudinal Sections of Several Rivers of Bohemia. — SČSZ, 38, 150—156, 201—208, Praha.
- , 1936: The Bohemian Peneplain. — VKČSN, 1936, 6, 1—24, Praha.
- , 1942: Oberflächenformen des Böhmischo-mährischen Hochlandes. — BI ATS, 43, 233—253, Prague.
- NOVOSAD, S., 1956: Clefing of the Ridge Called Lukšinec near Lysá hora as Fossil Phenomen. — Časopis pro mineralogii a geologii, 1, 126—131, Praha.
- OUVRIER, H., 1933: Beiträge zur Morphologie des Hohen Riesengebirges. — Veröffentl. d. Schles. Ges. f. Erdkunde E. V., 17, 1—88, Breslau.
- PANOŠ, V., 1954: Pleistocene Glaciers on Křižianka. — RČSAV, 64, 2, 1—41, Praha.
- , 1955: Unknown Karst Phenomena at Hranice. — SČSZ, 60, 20—30, Praha.
- PAULO, K., 1937: Die glazialen und periglazialen Erscheinungen in der Kleinen Tatra. — Badania geogr., prace Inst. geogr. uniwers. poznańskiego, 18/19, 71—115, Poznań.
- PÉCSI, M., 1956: Neuere talententwicklungsgeschichtliche und morphologische Angaben vom Donautal zwischen Bratislava und Budapest. — Földrajzi Értesítő, 5, 21—41, Budapest.
- PELIŠEK, J., 1943: Über die Dünenlande in der Umgebung von Göding. — PMPS, 15, 2, 1—17, Brno.
- , 1952: On the Question of the Glaciation on the Moravo-Silesian Beskydy. — SČSZ, 57, 60—65, Praha.
- , 1953a: Periglacial Phenomena in the Loess of the Brno District. — SČSZ, 58, 17—25, Praha.
- , 1953b: Polygonal and Guirland Soils of the High Tatra and Belanské Tatry Mts. in Czechoslovakia. — GČ SAV, 5, 9—17, Bratislava.

- PETRÁNEK, J., & POUBA, Z., 1951: Dating of the Development of the Domica Cave, Based on Study of the Dark Zone in the Travertine Formations. — *SÚÚG*, 18, 245—272, Praha.
- PETRÁNEK, J., 1953: Rock-Glacier of Malá Morávka. — *PSOK*, 14, 1—19, Opava.
- PROSOVÁ, M., 1956: Studie über Periglazialscheinungen im Altvatergebirge. — *PSOK*, 15, 1—15, Opava.
- ROTH, Z., 1944: Pleistocene "Stone Rivers", Glacier-Cirques and Glaciers and Their Mutual Genetic Relations. — *BI ATS*, 44, 17—29, Prague.
- , 1948: Descriptions de quelques formations concretionnées des grottes de Domica. — *SÚÚG*, 15, 65—87, Praha.
- ŘEPKA, L., 1956: Abrasion of the Banks of the Orava-Dam. — *Časopis pro mineralogii a geologii*, 1, 108—115, Praha.
- ŘEZÁČ, B., 1955: Terraces of the River Metuje and the Tableland of Adršpach and Teplice. — *RČSAV*, 65, 7, 1—75, Praha.
- SEKYRA, J., 1950: Thufur and Garland Soils in the Bělské Tatry. — *SČSZ*, 55, 214—219, Praha.
- , 1954: The Alpine Karst in the Bělské Tatry. — *Verlag ČSAV*, 1—114, Praha.
- , 1956a: The Development of Cryopedology in Czechoslovakia. — *Biuletyn peryglacjalny*, 4, 351—369, Łódź.
- , 1956b: The Geomorphology of the Southern Foot of the Králova hora (1943 m) — Karst of Šumiac. — *SČSZ*, 61, 193—209, Praha.
- SENEŠ, J., 1954: Die geomorphologische und geologische Durchforschung der Höhlenschlucht Barazdaláš auf der Silicer Hohebene. — *GČ SAV*, 6, 42—62, Bratislava.
- SKŘIVÁNEK, F., 1958: The Investigation of Chasms Situated in the Northern Part of the Plateau of Silice in the South Slovakian Karst. — *Československý kras*, 11, 115—129, Praha.
- STEHLÍK, O., 1954: Grabenspülung in Südmähren. — *PBZ ČSAV*, 26, 9, 1—20, Brno.
- , 1956: Geomorphologische Verhältnisse des Lučina-Flußgebietes. — *PBZ ČSAV*, 28, 12, 571—590, Brno.
- STEJSKAL, J., 1944: Spuren der fossilen Gesteinsverwitterung in unseren Gebieten. — *Zprávy geologického ústavu*, 19, 1—16, Praha.
- ŠAUER, V., 1941: Tektonický relief v Moravských Karpatech. (Tektonisches Relief in den Mährischen Karpathen.) — *PMPS*, 13, 8, 1—26, Brno.
- ŠTAFL, I., 1957: The Terraces of the River Úslava. — *SČSZ*, 62, 28—37, Praha.
- TÁSLER, R., 1948: The Covering Formations and Recent Erosive Phenomena in the High Region of the Giants' Mountains. — *SČSZ*, 53, 7—14, Praha.
- URBAN, K., 1937: O bludných balvanech v Opavském Slezsku a na Hlučínsku. (Erratische Blöcke im Troppauer Schesien und im Hultschiner Ländchen.) — *ČVSMO*, 50, 40—45, Olomouc.
- VALOVIČ, Š., 1957: Recherche microclimatique dans la grotte de glace de Dobšína pendant les années 1952—1956. — *Meteorologické zprávy*, 10, 91—94, Praha.
- VÁŠÍČEK, M., 1946: Pleistocene Disturbances of Miocene Deposits near Sudice and Muglinov. — *VKČSN*, 1944, 35, 1—32, Praha.
- VITÁSEK, F., 1924: Naše hory ve věku ledovém. (Unsere Berge im Eiszeitalter.) — *SČSZ*, 30, 13—31, 85—106, 147—168, 268—282, Praha.
- , 1938: Morphologische Entwicklung des Teschener Hügellandes. — *Spisy přír. fak. Masaryk. univ.*, 250, 1—18, Brno.
- , 1940: Der Rhythmus im Wachstum der Tropfsteine und die Demänováhöhlen. — *Zeitschr. f. Geomorphologie*, 11, 113—122, Berlin.
- , 1942: Sanddünen an der unteren March. — *PMPS*, 14, 9, 1—12, Brno.
- , Ostravice. Ein Beitrag zur physischen Geographie des Flußgebietes. — *PMPS*, 17, 5, 1—36, Brno.
- , 1956a: Glazialmorphologie unserer Gebirge in den letzten Jahren. — *PBZ ČSAV*, 28, 3, 135—146, Brno.
- , 1956b: Die Schneegrenze in der Hohen Tatra. — *GČ SAV*, 8, 171—176, Bratislava.
- , 1958: Zur Höhenlage der Schneegrenze in Mitteleuropa. — *Peterm. Geogr. Mitt.*, 102, 27—28, Gotha.
- WALCZAK, W., 1948: Structural Soils in the Karkonosze. — *Przegląd geograficzny*, 21, 227—241, Warszawa.
- ZAHÁLKA, B., 1947: Les terrasses de la Vltava et de la Labe entre Veltrusy et Roudnice n. L. — *SÚÚG*, 13, 377—462, Praha.

- ZÁRUBA, Q., 1943: Längsprofil durch die Moldauterrassen zwischen Kamaik und Weltrus. — BI ATS, 43, 92—127, Prague.
- , 1944: Neue pleistozäne Profile von Tschakowitz bei Prag. — VKČSN, 1944, 14, 1—24, Praha.
- , 1945: Periglaziale Erscheinungen in der Umgebung von Prag. — BI ATS, 45, 191—223, Prague.
- , 1952: Periglacial Phenomena in the Turnov Region. — SÚÚG, 19, 157—168, Praha.
- , 1959: Vývoj vltavského údolí v pleistocénu. (Die Entwicklung des Moldautales im Pleistozän.) — Časopis pro mineralogii a geologii, 4, 512, Praha.
- ŽEBERA, K., 1943: Pleistozäne Frostkeile und polygonale Frostböden in Böhmen. — SČSZ, 48, 10—16, Praha.
- , 1949: A propos de l'exploration actuelle des terrains quaternaires dans la domaine du Massif Bohémien. — SÚÚG, 16, 731—781, Praha.
- , 1955: Fluviální štěrkopisky na území speciální mapy list Hradec Králové—Pardubice. (Fluviatile Schotterande im Bereich der Spezialkarte Blatt Königgrätz—Pardubitz.) — Anthropozoikum, 5, 381—384, Praha.
- , 1958: Die Tschechoslowakei in der älteren Steinzeit. — Verlag ČSAV, 1—214, Praha.



## Characteristic and limiting slope angles

By

ANTHONY YOUNG, Zomba

With 1 figure

In studies of slope development it has frequently been suggested that certain angles are of particular significance; various terms have been used to refer to these, but two main concepts are found. These will be defined, and field evidence relating to them presented.

DE LA NOE & DE MARGERIE (1888, pp. 44—46) discussed in general terms the angles of slope characteristic of clays, marls, limestones, sandstones, and granite. SIMPSON (1953, p. 17), describing the Lyn drainage system of Exmoor, south-west England, stated that a gradient of 1 in  $1\frac{1}{2}$  ( $33\frac{1}{2}^\circ$ ) "appears to be the characteristic hanging slope developed in this area when a hillside is undercut". SAVIGEAR (1956) has drawn attention to the concept, and tabulated characteristic angles for seaward slopes in south-west England, obtained from analysis of surveyed profiles; these are the angles which most commonly occur on these slopes, intermediate angles being absent or less developed. The term will be defined in this sense: *characteristic angles of slope are those which most frequently occur, either on all slopes, under particular conditions of rock type or climate, or in a local region.*

Distinct from this is the concept of limiting angles. GÖTZINGER (1907) distinguished between erosion slopes and denudation slopes (*Erosionsböschungen*, *Abtragungsböschungen*). The former, of which an angle of  $45^\circ$  is given as an example, are produced by river undercutting; when undercutting becomes less rapid these develop into scree slopes, which are colonized by vegetation at angles of  $30^\circ$ — $35^\circ$ ; this transforms them into denudation slopes, the subsequent form of which is due to denudational processes. This classification implies a change in both the nature of the ground surface and the processes which act upon it at a certain angle. A similar concept to this had previously been given by MAW (1866). BRYAN (1925), writing of the arid regions of Arizona, distinguished "cliffy slopes" at  $90^\circ$ — $45^\circ$ , "debris-mantled or boulder-controlled slopes" at  $45^\circ$ — $20^\circ$ , chiefly  $30^\circ$ — $35^\circ$ , and "rain-washed slopes" at  $20^\circ$ — $15^\circ$ . The minimum angles upon

which certain forms of mass-movement take place were discussed by PENCK (1924, pp. 98, 103, 105, 110). CHALLINOR (1931) used the term "limiting angle" to refer to the maximum angle which a rock cliff will maintain when undercut at the base; this angle is dependent upon the geology. In civil engineering the term "stable slope" is used to describe a slope not subject to rapid mass-movements; in clay strata this depends both upon the angle and the height of the slope (SKEMPTON [1953]). The angle of repose for loose material has frequently been discussed in relation to scree slopes (e. g. VAN BURKALOW [1945]). SAVIGEAR (1952), describing slopes in South Wales, gave the maximum angle on which a continuous debris cover is retained, in sandstones and marls of the Old Red Sandstone, as  $32^\circ$ . In south-west England SAVIGEAR (1956) found that slopes of  $40^\circ$  and above are formed by bare bedrock, whilst those below  $32^\circ$  ( $37^\circ$  on gritstone) possessed a regolith cover. TRICART (1957) has suggested the existence of "*seuils de fonctionnement*", threshold angles below which certain denudational processes do not operate.

This concept has been used in describing both the nature of the slope surface (e. g. bare, scree-covered, regolith-covered), and the denudational processes to which it is subjected (e. g. rapid mass-movements). It is clear in practice which is being referred to, therefore a definition which includes both of these, and which is in accordance with the normal meaning of the words, will be adopted: *limiting angles of slope are those that define the range within which particular types of ground surface occur, or particular denudational processes operate*. They may be applied to all slopes, or restricted to a rock type, climate, or local region. It is normally clear without the need for explicit statement whether the upper or lower limits are being referred to.

Defined in this way, characteristic and limiting angles are separate concepts, although it is probable that causal relations will be found to exist between them.

### *Field evidence*

In considerations of the course of slope evolution, a fundamental question is whether particular characteristic angles are of intrinsic importance; that is, whether the nature of slope retreat is such that certain angles are formed more frequently, or remain unaltered for longer periods of time, than others. Data relevant to this has been drawn from 30 profiles of valley sides, from 3 areas of Britain. These are a small river basin, the Heddon, in North Devon; an area in Central Wales lying between the rivers Rheidol and Ystwyth; and the basin of the Upper Derwent in the Southern Pennines (fig. 1a). Previous geomorphological work in these areas has been summarized by BALCHIN (1952), CHORLEY (1958), BROWN (1950), and SISSONS (1954). The profiles consist of measurements of angle and distance along a line from interfluvial crest to valley floor in the direction of maximum slope; they were surveyed with Abney level and tape, reading angles to the nearest half-degree (SAVIGEAR [1952]). In order to investigate characteristic angles, the measured lengths along the ground surface at each half-degree were summed. Random fluctuations were smoothed by computing the running means of three half-degrees; for example the value taken for  $3\frac{1}{2}^\circ$  is the mean of all measured lengths at  $3^\circ$ ,  $3\frac{1}{2}^\circ$ , and  $4^\circ$  on the profiles. These values are shown in figure 1b—f.

The Heddon basin is underlain by two rock types, shales of the Ilfracombe Beds and sandstones of the Hangman Grits, both of Devonian age and dipping mainly at  $40^{\circ}$ — $45^{\circ}$ ; the area is unglaciated. Figure 1b shows data for slopes on the shales. Angles of up to  $10^{\circ}$  are the most common; there is then a rapid fall

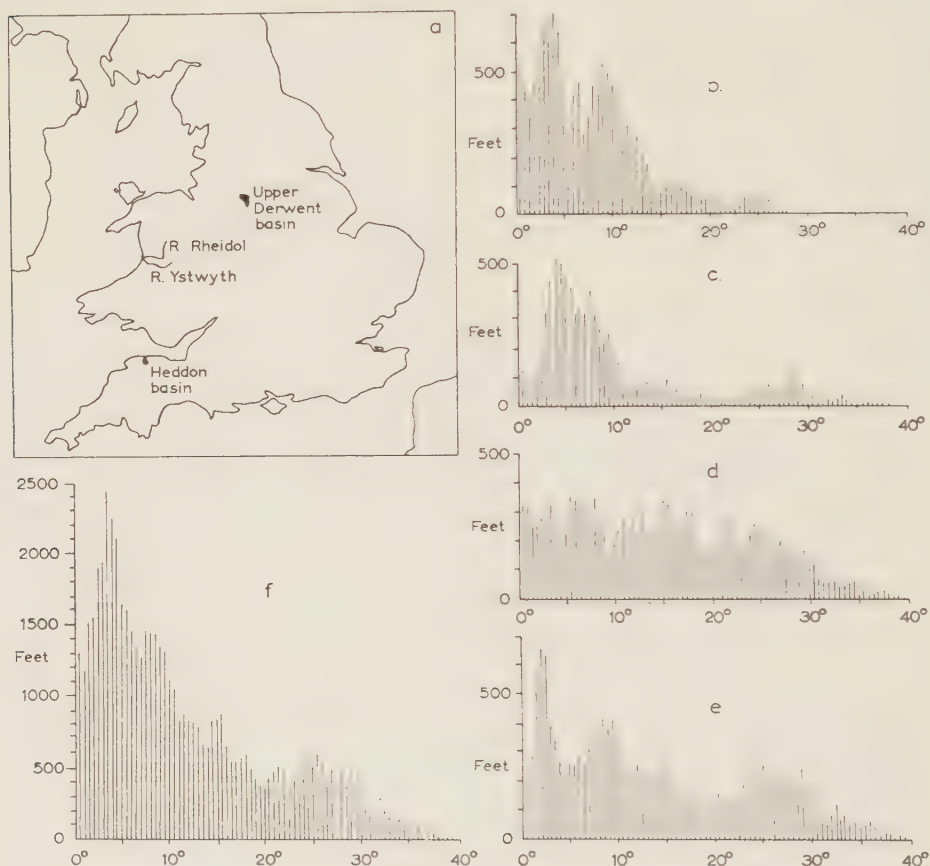


Fig. 1. a. Location of the areas in which slope profiles were surveyed. b—f. Total distances at each angle on the profiles; the distances are the running means of three half-degree totals. b. The Heddon basin, profiles on shales. c. The Heddon basin, profiles on sandstones. d. Central Wales, between the rivers Rheidol and Ystwyth. e. The Upper Derwent basin. f. All areas; note the difference in scale

in frequency up to  $14^{\circ}$ , followed by a slower fall to  $28^{\circ}$ . Peaks in frequency occur at  $3^{\circ}$ — $4^{\circ}$  and  $9^{\circ}$ — $10^{\circ}$ , with smaller peaks at  $16^{\circ}$  and  $23^{\circ}$ — $25^{\circ}$ . On the sandstones (fig. 1c) there is a rise in frequency up to  $4^{\circ}$ , a fall to  $11^{\circ}$ , followed by short distances at all angles up to  $34^{\circ}$  and very short distances to  $38^{\circ}$ . Peaks occur at  $4^{\circ}$ — $5^{\circ}$  and  $28^{\circ}$ — $29^{\circ}$ , with a slight peak at  $13^{\circ}$ — $15^{\circ}$ . Other geomorphological observations indicate that the valleys of the area have undergone three epicycles of erosion; the first of these reached an advanced stage, but the



two later rejuvenations occurred only relatively recently. The overall angle distributions on both rock formations reflect this morphological history, the slopes at less than  $10^\circ$  corresponding to the extensive interfluvial areas formed in the first long epicycle. The peaks in frequency on the two formations may be correlated as follows:

|                             |                   |                     |                     |
|-----------------------------|-------------------|---------------------|---------------------|
| Shales (Ilfracombe Beds):   | $3^\circ-4^\circ$ | $9^\circ-10^\circ$  | $23^\circ-25^\circ$ |
| Sandstones (Hangman Grits): | $4^\circ-5^\circ$ | $13^\circ-15^\circ$ | $28^\circ-29^\circ$ |

This correlation includes all of the four main peaks, and two of the three minor ones. In each pair the angles are higher on the sandstones, which are more resistant to weathering. This suggests that these three pairs of angles correspond to the three epicycles of erosion in the area, each being represented by a slightly higher angle on the more resistant rock.

Figure 1d shows the distribution for the area in Central Wales. This is underlain by intensely folded shales of Silurian age, and has been glaciated. The overall distribution shows that all angles up to  $25^\circ$  are common, followed by a decline in frequency to  $32^\circ$ , and short distances at up to  $39^\circ$ . These angles above  $32^\circ$  do not occur on the shales of the Ilfracombe Beds, which are lithologically very similar; they are probably due to excessive slope steepening caused by glaciation. Peaks in frequency are not well marked, occurring at  $6^\circ-8^\circ$ ,  $15^\circ$ ,  $21^\circ-22^\circ$ , and  $25^\circ$ . The third area, in the Southern Pennines, is formed on almost horizontal sandstones and shales of the Millstone Grit Series, of Carboniferous age. Figure 1e shows that all angles up to  $30^\circ$  are common, above which there are short distances at up to  $40^\circ$ . Peaks are well defined, at  $2^\circ$ ,  $8^\circ-10^\circ$ , and  $24^\circ-25^\circ$ . The first of these represents erosion surface remnants, practically unmodified by later youthful dissection. The second and third again appear to correspond with successive rejuvenations that have affected the area.

The above peaks in frequency, for each of the three areas, include every angle from  $2^\circ$  to  $29^\circ$ , with the exceptions of  $11^\circ-12^\circ$ ,  $17^\circ-20^\circ$ , and  $26^\circ-27^\circ$ ; this wide distribution suggests that each peak is related to the local morphological history. The exception to this is that in each area the most recent epicycle of erosion is represented by a maximum at  $25^\circ$ , together with at  $28^\circ-29^\circ$  on the sandstones of the Heddon basin; this may be a feature intrinsic to slope development, under the conditions of rock and climate found in the three areas. These conclusions are confirmed by the distribution for the three areas combined, shown in figure 1f. From a maximum at  $2^\circ-4^\circ$  this declines, at a decreasing rate, to  $40^\circ$ ; the main interruption to an otherwise regular decline is that produced by a peak at  $24^\circ-26^\circ$ , with adjacent moderately high values at  $26^\circ-29^\circ$ . This may also be related to the characteristic angle of  $26^\circ-29^\circ$  distinguished by SAVIGEAR (1956) for seaward slopes in south-west England.

Observations of limiting angles for different types of ground surface were carried out on steep slopes subject to rapid basal erosion in the Heddon and Upper Derwent basins. The results may be summarized as follows:

|  |                     |
|--|---------------------|
| Discontinuous soil cover, with projecting rock outcrops:     | $41^\circ-49^\circ$ |
| Continuous soil, with bare gashes in the vegetation cover:   | $36^\circ-40^\circ$ |
| Continuous soil and vegetation cover, with terracettes:      | $33^\circ-36^\circ$ |
| Smooth soil and vegetation cover, no surface irregularities: | below $33^\circ$    |

This may be compared with the results of SAVIGEAR (1956), who found bare rock on more than 40°, and irregular surface detail above 32°; and MAC-GREGOR (1957), who stated that at 40° terracettes and crescentic gashes are well marked, whilst at 25° they are absent. There is substantial agreement between these results, indicating that the limiting angle for a continuous soil cover is approximately 40°, and for a smooth soil and vegetation cover, without scars or terracettes, slightly below 32°.

### Conclusions

If it is assumed that the presence of ground surface irregularities indicates relatively rapid denudation and slope retreat, then the sharp fall in frequency at 30° shown by the angle distribution for all profiles (fig. 1f) may be explained. Slopes of 30°—40° are produced as a result of rapid basal erosion, by a river or other agency, undercutting a slope; but they are relatively short-lived forms, and soon after the basal erosion slackens or ceases they are transformed into slopes of less than 30°. This can be related to the group of characteristic angles at 25°—29°. Such slopes are not necessarily the first to be produced following rejuvenation in an area; but they are the first to be developed which are not relatively rapidly reduced by denudation to a gentler angle. The extent to which this change takes place by slope decline or parallel retreat is not indicated by the data presented here.

The conclusions from this evidence relate to valley slopes formed on Palaeozoic sedimentary rocks under a humid temperate climate. They are firstly, that the majority of the characteristic slope angles of an area are related to local morphological history, and are not intrinsic features of slope development. Secondly, that an exception to this is a slope which forms at between 25° and 29°; this is the first to be developed, following a period of slope steepening by basal erosion, which retains its angle for a relatively long period of time.

### Acknowledgements

A modified form of this paper was read at the 126th meeting of the American Association for the Advancement of Science, Chicago, December 1959. The field work on which it is based was assisted by a grant from the University of Sheffield Research Fund.

### References

- BALCHIN, W. G. V., 1952: The erosion surfaces of Exmoor and adjacent areas. — *Geogr. J.*, **118**, p. 453—477.
- BROWN, E. H., 1950: Erosion surfaces in North Cardiganshire. — *Trans. Inst. Brit. Geogr.*, **16**, p. 49—66.
- BRYAN, K., 1925: The Papago Country, Arizona. — U.S. geol. Surv. Wat. Supply Pap. **499**, 213 pp.
- CHALLINOR, J., 1931: Some coastal features of North Cardiganshire. — *Geol. Mag.*, **68**, p. 111—121.
- CHORLEY, R. J., 1958: Aspects of the morphometry of a "poly-cyclic" drainage basin. — *Geogr. J.*, **124**, p. 370—374.
- DE LA NOË, G., & DE MARGERIE, E., 1888: Les formes du terrain. — Paris, *Surv. géogr. de l'Armée*, 205 pp.

- GÖTZINGER, G., 1907: Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. — *Geogr. Abh.*, **9**, H. 1, 174 p.
- MACGREGOR, D. R., 1957: Some observations on the geographical significance of slopes. — *Geography*, **42**, p. 167—173.
- MAW, G., 1866: Notes on the comparative structure of surfaces produced by subaërial and marine denudation. — *Geol. Mag.*, **3**, p. 439—451.
- PENCK, W., 1924: Die morphologische Analyse; translated by H. Czech and K. C. Boswell, 1953, *Morphological analysis of land forms*. — London, Macmillan, 429 pp. (The page references given in this paper are to the translation.)
- SAVIGEAR, R. A. G., 1952: Some observations on slope development in South Wales. — *Trans. Inst. Brit. Geogr.* **18**, p. 31—51.
- , 1956: Technique and terminology in the investigation of slope forms. — *Union géogr. Int., lr. rap. Com. ét. versants*, Amsterdam, p. 66—75.
- SIMPSON, S., 1953: The development of the Lyn drainage and its relation to the origin of the coast between Combe Martin and Porlock. — *Proc. Geol. Ass., Lond.*, **64**, p. 14—23.
- SISSONS, J. B., 1954: The erosion surfaces and drainage system of South-West Yorkshire. — *Proc. Yorks geol. Soc.*, **29**, p. 305—342.
- SKEMPTON, A. W., 1953: Soil mechanics in relation to geology. — *Proc. Yorks geol. Soc.*, **29**, p. 33—62.
- TRICART, J., 1957: Mise au point: l'évolution des versants. — *Inform. géogr.*, **21**, p. 108—116.
- VAN BURKALOW, A., 1945: Angle of repose and angle of sliding friction: an explanatory study. — *Bull. geol. Soc. Amer.*, **56**, p. 669—707.



# Ein Musterboden auf dem Schwarzrand in Südwestafrika

Von

JOHANNES F. GELLERT, Potsdam

Mit 8 Abbildungen

Gelegentlich eines längeren Aufenthaltes Ende 1939 auf der Farm Breckhorn-Ost des Herrn von Bach-Sartorius auf der Höhe des Schwarzrandes östlich von Maltahöhe in Südwestafrika beobachtete ich auf der von schiefrigem Sandsteinschutt und Sandsteinplatten überstreuten, nur schütter mit niedrigen Dornbüschen und Grashorsten bestandenen Hochfläche merkwürdig aufgerichtete Sandsteinplatten. Der Gedanke, sie als künstliche Aufrichtungen durch Einwohner des Landes zu deuten, mußte fallengelassen werden, als sie über das Veld verstreut gefunden wurden und meist in festen Packungen tief im Boden verwurzelt auftraten. Ihr Vorkommen beschränkte sich nicht auf die oben genannte Farm, sondern war in der weiteren Umgebung mehrfach zu beobachten, insbesondere auch auf der bekannten Farm Voigtgrund. Der Verlust aller meiner Niederschriften hinderte mich bislang über diese eigenartigen, m. W. bislang nirgends erwähnten Erscheinungen zu schreiben. Erst die vor kurzer Zeit erfolgte Wiedererlangung meiner Bilddokumente ermöglicht es mir heute, diese Mitteilung zu machen und die im folgenden an Hand der bestehenden Photos näher zu beschreibende Erscheinung zur Diskussion zu stellen.

Besagtes Gelände an der großen Pad von Mariental bzw. Gibeon über Voigtgrund nach Maltahöhe bildet eine weite, flach nach W, zur Trauf des Schwarzrandes ansteigende Hochfläche von 1100 bis 1300 m, in die einige zum Leberfluß und weiter zum Fischfluß führende Riviere mehr oder weniger tief eingeschnitten sind. Sie besteht aus leicht tonigen, plattig-schiefrigen, karminrot-braunen Sandsteinen der Fischflußserie (obere Nama-Schichten), die in ihrem Habitus manchen Partien des deutschen Buntsandsteins ähneln. Diese Sandsteine lagern im allgemeinen flach, mehr oder weniger kongruent der Oberfläche, lassen an den Steilhängen flach eingeschnittener Reviere jedoch in ihren plattigen Absonderungen deutliche Kreuzschichtung erkennen (Abb. 1). Lokal treten weithin zu verfolgende Störungen auf, längs der die Sandsteinplatten aufgerichtet sind (Abb. 2).

Auf der Hochfläche sind die Sandsteinplatten aus dem Verband gelöst und bedecken weithin in Form von meist 10 bis 20 cm im Durchmesser großen Platten den im allgemeinen das Gestein verdeckenden splittrig-schiefrigen Sandsteinschutt



Abb. 1. Kreuzschichtung in den plattig-schiefrigen Sandsteinen der Fischfluß-Serie auf Farm Breckhorn-Ost (phot. GELLERT, SWA 41,9)



Abb. 2. Längs einer Störung aufgerichtete plattig-schiefrige Sandsteine der Fischfluß-Serie auf Farm Breckhorn-Ost (phot. GELLERT, SWA 41,13)

der Hochfläche, der als Dorroboden bezeichnet wird. Dazwischen liegen auch größere Sandsteinplatten. Mehrfach ragen diese gegeneinander geneigt und bogen- oder kreisförmig angeordnet aus dem Boden heraus (Abb. 3 bis 6), wobei innerhalb der Plattenaufrichtung der Gesteinsschutt feinerdig, nicht selten tonig ist. Der Durchmesser dieser Plattenkreise beträgt im Durchschnitt 1,5 bis 2 m. Die mehr oder minder steil aufgerichteten Platten oder Plattenpakete haben oftmals 1 m Durchmesser und sind nicht selten in sich aufgespalten. Die Platten bzw. Plattenbündel reichen tief in den Boden und konnten mit einer Spitzhacke nicht gelockert werden. Tiefer Grabungen durchzuführen, war mir leider nicht möglich. In allen untersuchten Fällen bestand das Innere der Plattenkreise jedoch aus feinerem, oftmals tonigem Gesteinsschutt, wie bis zu 1 m tiefegehende Sondierungen mit der Spitzhacke ergaben (Abb. 7). Die beschriebenen Plattenringe treten nach meinen Beobachtungen gesellig, nicht aber in gegenseitiger Berührung auf.

Die erste Vermutung, daß die Aufrichtung der Platten, wie ein Beispiel zeigt (Abb. 8), durch den kräftigen Wuchs einzeln stehender knorriger Steppenbüsche (Stinkbusch oder dgl.) hervorgerufen worden sei, bestätigte sich nicht, als einmal die wenigen beobachteten Plattenaufrichtungen dieser Art einseitig waren und zum anderen innerhalb der Plattenkreise, auch bei den Aufgrabungen keinerlei Wurzelreste oder dergleichen organisches Material gefunden werden konnten. Auch die Deutung der Plattenkreise als aufgebrochene Gewölbe über schwächtigen vulkanischen Explosionsröhren — etwa 150 km im SSE des behandelten Gebietes liegt der Große Brukkeros (1586 m), ein aus den verkieselten Zertrümmerungsbrekzien eines großen, 3 km im Durchmesser messenden Explosionsschlotes bestehender Härtlingsberg — zerschlägt sich, da an den hier beschriebenen Plattenkreisen keinerlei Verkieselungsspuren auftreten, wie sie etwas weiter im S von Breckhorn an einem vulkanischen Durchschuß beobachtet wurden. Nach dem gesagten bleibt damit nur die Deutung der beschriebenen Plattenkreise als Musterboden, der auf differenzierte Bewegungen im Verwitterungsschutt und gelockertem Gestein zurückzuführen ist, zweifellos unter Mitwirkung von Wasser. Die gegenwärtigen Niederschläge des Gebietes betragen rd. 180 mm Jahr, ihre Höhe schwankte in den Jahren 1928/29 bis 1937/38 zwischen 60 mm und 540 mm im Jahr (GELLERT [1955]). Sie häufen sich in den Monaten Januar bis März, so daß der Boden, namentlich in starken Regenjahren vorübergehend mehr oder weniger stark durchfeuchtet ist. Gelegentlich bekommt das Gebiet auch etwas Winterregen (WAIBEL [1922]). Die Lufttemperaturen sind, besonders im Sommer tropisch-arid hoch, sinken aber in der Nacht stark ab und unterschreiten im Winter nicht selten den Frostpunkt. Das hier behandelte Gebiet liegt im Bereich regelmäßig wiederkehrender Winter-Nachtfroste. Auf der der Farm Breckhorn-Ost benachbarten Farm Voigtsgrund wurden nach den Aufzeichnungen im Meteorological Office in Windhoek in den Jahren 1930 bis 1939 bis zu 38 Frostnächte im Jahr und in ihnen Minimaltemperaturen bis zu  $-5,0^{\circ}\text{C}$  beobachtet.

Der heutige, ausgewehrte Zustand (vgl. Abb. 3—6) der beschriebenen Plattenkreise dürfte ausschließen, sie als rezente Formen eines Musterbodens auszusprechen. Ihre Deutung als fossile Formen eines Bodenklassierungsprozesses sei damit zur Diskussion gestellt. Der Verf. würde sich über eine weitere Erforschung der beschriebenen Erscheinungen und eine Veröffentlichung der hierbei erzielten Ergebnisse freuen. Diese Mitteilung möge die Aufmerksamkeit auf derartige Erscheinungen in heißen ariden Hochlandsgebieten lenken.





Abb. 3. Bogenförmig aus dem Boden aufragende Sandsteinplatten der Fischfluß-Serie auf Farm Breckhorn-Ost (phot. GELLERT, SWA 41,17)



Abb. 4. Gegeneinander aufgerichtete große Sandsteinplatten auf Farm Breckhorn-Ost (phot. GELLERT, 41,16)



Abb. 5. Gegeneinander aufgerichtete und aufgespaltene Plattenpakete der Fischfluß-Sandsteine auf Farm Breckhorn-Ost (phot. GELLERT, 41,15)



Abb. 6. Fast geschlossener Kreis von aufgerichteten Sandsteinplatten auf Farm Breckhorn-Ost (phot. GELLERT, 41,20)



Abb. 7. Bodensondierungen mit der Spitzhacke ergaben feines Material inmitten der Plattenringe. Farm Breckhorn-Ost (phot. GELLERT, 41,19)



Abb. 8. Einseitige Aufrichtung von Sandsteinplatten durch das Wurzelwerk eines Stinkbusches auf Farm Breckhorn-Ost (phot. GELLERT, 41,12)

### Literatur

- GELLERT, J. I.: Die Niederschlagsschwankungen im Hochland von Südwestafrika. Abh. d. Meteorol. u. Hydrol. Dienstes der DDR, Nr. 32, Berlin 1955.  
 WAIBEL, L.: Winterregen in D.-Südwestafrika. Hamburg. Univ., Abh. a. d. Geb. d. Auslandskunde, IX, C, 4, Hamburg 1922.



## **Einige Bemerkungen zur Gliederung des Pleistozäns**

Von

E. NEEF, Dresden

Im zweiten Band der Neuauflage seines grundlegenden Werkes „Das Eiszeitalter“, 1958, macht P. WOLDSTEDT den Vorschlag, die Bezeichnungen Jung- (oder Ober-)Pleistozän, Mittel-Pleistozän und Alt- (Unter-)Pleistozän den Kalt- und Warmzeiten anders zuzuordnen, als dies der 2. Internationale Quartär-Kongreß 1932 in Leningrad vorgeschlagen hat. WOLDSTEDT argumentiert, daß man damals von 4 Kaltzeiten und 3 Warmzeiten ausgegangen sei, während wir heute 6 Kaltzeiten und 5 Warmzeiten zugrundelegen müssen. Das Alt-Pleistozän erweitere sich damit zeitlich um einen recht beträchtlichen Zeitraum, da es nunmehr 4 Kaltzeiten und 3 Warmzeiten umschließen müsse. Um den Zeiträumen besser gerecht zu werden, gebraucht WOLDSTEDT in seinem Werke daher folgende Gliederung:

Jungpleistozän: Würm-Kaltzeit, Eem-Warmzeit, Riß-Kaltzeit

Mittelpleistozän: Holstein-Warmzeit, Mindel-Kaltzeit, Cromer-Warmzeit

Altpleistozän: Günz-Kaltzeit, Waal-Warmzeit, Eburon-Kaltzeit, Tegelen-Warmzeit, Brüggen-Kaltzeit

Für die stratigraphische Gliederung des Pleistozäns ist es sicher von untergeordneter Bedeutung, wohin man die Grenze zwischen Jung- und Mittelpleistozän bzw. Mittel- und Altpleistozän legt. Nicht so unbedeutend ist jedoch diese Frage vom Gesichtspunkte der Geomorphologie. Ein wesentlicher Teil der pleistozänen Ablagerung hat nicht nur in stratigraphischer Hinsicht seinen Platz im Gesamtgefüge der Ablagerungen, sondern er prägt mit seiner Formenwelt das Antlitz charakteristischer Teile der Erdoberfläche. Von der Eigenart der Formenwelt ist sogar ein ganz wesentlicher Anreiz zur Erforschung des Quartärs ausgegangen. Geomorphologische Methoden sind auch heute in vielen Gebieten zur Klärung wichtiger genetischer Zusammenhänge unerläßlich. Die Geomorphologie hat nun charakteristische Formenmerkmale und Formengemeinschaften durch Begriffe wie Jungmoränenlandschaft, Altmoränenlandschaft oder in Verallgemeinerung und Kürzung dieser Bezeichnung Jungglazial und Altglazial geprägt. Diese Begriffe sind in der Geomorphologie auch heute noch unentbehrlich. Sie beinhalten einen wesentlichen genetischen Unterschied, der darauf beruht, daß die älteren Formengemeinschaften eine maßgebende Überformung während einer jün-

geren Kaltzeit erfahren haben. In der bisherigen Anwendung des Begriffes Jungpleistozän, wie er auf der 2. Quartär-Konferenz 1932 in Leningrad festgelegt worden ist, deckten sich in den morphologischen und den geologischen Wortschöpfungen die Inhalte. Die jungglaziale Formenwelt war dem Jungpleistozän zugeordnet. Die durch kräftige kaltzeitliche Überformung in ihrem Formenbestand so wesentlich anders geartete Aufschüttungslandschaft rißkaltzeitlicher bzw. mindelkaltzeitlicher Entstehung war in Übereinstimmung mit den morphologischen Merkmalen nicht mehr unter jungdiluvial bzw. jungpleistozän eingeordnet. Nach WOLDSTEDTS neuem Vorschlag würde diese Übereinstimmung wegfallen. Dem Jungpleistozän würden sowohl die Jungmoränenlandschaft wie auch ein wesentlicher Teil der Altmoränenlandschaft angehören, doch wiederum so, daß nicht alle Gebiete der älteren kaltzeitlichen Akkumulation dem Jungpleistozän zugehören, da ja die mindelkaltzeitlichen Bildungen dem Mittelpleistozän zugeordnet werden. Es muß daher die Frage gestellt werden, ob angesichts der Bedeutung der geomorphologischen Unterschiede das Argument der besseren Verteilung der Zeiträume mit so großem Gewicht ausgestattet werden kann, daß man die Diskrepanz zwischen morphologischer Kennzeichnung „jung“ und der historisch-geologischen Eingliederung „jung“ entstehen läßt. Von geomorphologischen Gesichtspunkten aus wäre es zweifellos zweckmäßiger, wenn man die Grenze zwischen Jung- und Mittelpleistozän an der alten Stelle beließe, also die Rißkaltzeit zum Mittelpleistozän stellte. Hingegen ist von geomorphologischer Seite aus nichts dagegen einzuwenden, die Mindelkaltzeit und die Cromerwarmzeit zum Mittelpleistozän zu stellen. Es käme dann folgende Gliederung zustande:

- Jungpleistozän: Würm-Kaltzeit  
Eem-Warmzeit
- Mittelpleistozän: Riß-Kaltzeit  
Holstein-Warmzeit  
Mindel-Kaltzeit  
Cromer-Warmzeit
- Altpleistozän: Günz-Kaltzeit  
Waal-Warmzeit  
Eburon-Kaltzeit  
Tegelen-Warmzeit  
Brügger-Kaltzeit

Diese Gliederung hätte für die geographischen Zusammenhänge noch folgenden Sinn:

1. Die jungpleistozänen Bildungen haben im Bereich der Vereisungen den Charakter unausgeglichener Landschaften mit zahlreichen Besonderheiten des Reliefs und des Gewässernetzes, die wir in dem Begriff „Jungmoränenlandschaft“ zusammenfassen.
2. Die mittelpleistozänen Ablagerungen bilden unsere Altmoränenlandschaften. Der Formenausgleich und die Beseitigung der Unausgeglichheiten des Flußnetzes sind weitestgehend vollendet. Die Seen sind verschwunden, periglazial geprägte Bodendecken herrschen vor. Die mittelpleistozänen Ablagerungen bilden noch vielfach die Oberfläche. Ihre Moränen- und Schotterkörper bestimmen gebietsweise noch unmittelbar das Formenbild und zwar derart, daß es oft schwer fällt, Unterschiede zwischen rißeiszeitlichen und mindelkaltzeitlichen Bildungen aufzufinden.

3. Die altpleistozäne Gruppe ist landschaftlich und geomorphologisch, von ganz wenigen Örtlichkeiten abgesehen, ohne direkte Bedeutung, da die Ausdehnung der älteren 3 Vereisungen hinter der der jüngeren Vereisungen zurückblieb. Im morphogenetischen Zusammenhang sind daher die altpleistozänen Ablagerungen im allgemeinen nicht anders zu behandeln als ältere geologische Bildungen überhaupt.

Die Zusammenarbeit vieler Fachrichtungen der Quartärforschung, an der Geographie und Geomorphologie maßgeblich beteiligt sind, aber auch die Rolle, die Geologie und Geographie der pleistozän geformten Gebiete über den Kreis der Fachgenossen hinaus in der Öffentlichkeit spielen, läßt es geraten erscheinen, den Begriff jungpleistozän im Sinne der Leningrader Festsetzung zu belassen, während eine Erweiterung des Mittelpleistozäns durch die Mindelkaltzeit und die Cromer-Warmzeit keinerlei Diskrepanz oder Mißverständnisse hervorrufen kann.



## Literaturberichte und Rezensionen

### Klimamorphologie und Luftbildauswertung im Hochland von Iran <sup>1)</sup>

Von

K. SCHARLAU, Marburg

Die zentralpersischen Wüsten gehören noch immer zu den am wenigsten bekannten, z. T. sogar noch völlig unerforschten Gebieten der Erdoberfläche. Unsere bisherigen Kenntnisse (vgl. GABRIEL [1952]) beruhen ausschließlich auf den Beobachtungsergebnissen von wissenschaftlichen Reisen. Nachdem nunmehr jedoch große Teile des iranischen Staatsgebietes im Luftbild aufgenommen worden sind, hat sich damit für die gesamte Landesforschung eine gänzlich neue Bezugsbasis ergeben. BOBEK war in der beneidenswerten Lage, diese Chance als erster bei seinen geomorphologischen Untersuchungen im Raum der Großen Kawir ausnutzen zu können. BOBEK konnte außerdem die für jede exakte wissenschaftliche Interpretation von Luftaufnahmen erforderlichen Geländeuntersuchungen auch innerhalb dieser schwierig zu bereisenden Gebiete in dem erforderlichen Ausmaß durchführen. Material und Methode haben daher BOBEK in die Lage versetzt, eine Reihe spezieller morphologischer Probleme der Wüstenbecken des iranischen Binnenhochlandes auf einer wesentlich verbreiterten Forschungsgrundlage zu behandeln.

Die ausgewerteten, im Text durch zehn ausgezeichnete Reproduktionen belegten Luftaufnahmen geben erstmalig einen eindeutigen Aufschluß über Zahl und Größe der Binnenbecken. Danach sind auch bezüglich der bekannten Hauptbecken (Gr. Kawir, Lut usw.) zahlreiche Angaben in der bisherigen Literatur als unhaltbare „Irrtümer“ zu berichtigen. Selbst die Gr. Kawir bildet kein einheitliches Becken, sondern gliedert sich, wie bereits GABRIEL (1942) erkannte, in eine ganze Anzahl kleinerer Becken. Für das Gebiet der Gr. Kawir und Maschileh hat BOBEK mit Hilfe der Luftbilder eine Karte der Reliefgestaltung entworfen, die in erster Linie den morphologischen Formenschatz in seiner regionalen Anordnung und Gruppierung veranschaulichen soll. Der daraus resultierende Fragenkomplex, die Genese der charakteristischen Bauelemente und die Bildung der zentraliranischen Wüstenbecken, ist dann das eigentliche Objekt der Untersuchungen BOBEKS.

<sup>1)</sup> Besprechung von BOBEK, H.: Features and Formation of the Great Kawir and Masileh. University of Teheran. Arid zone research centre. Publication No. 2, 1959.

Die Rezension kann leider nur kurz auf einige der durch sorgfältige Einzelbeobachtungen unterbauten Schlußfolgerungen eingehen und muß sich darauf beschränken, die wichtigsten Gedanken des abschließenden Kapitels aufzugreifen. In diesem behandelt BOBEK, seine in den vorangehenden Abschnitten entwickelten Darlegungen zusammenfassend, das Problem der Entstehung der Kawir und damit im Zusammenhang den Fragenkomplex der pleistozänen Klimaentwicklung des Hochlandes von Iran.

BOBEK geht davon aus, daß die charakteristischen Oberflächenformen der Gr. Kawir unter Bedingungen entstanden sind, die den gegenwärtigen klimatisch-hydrographischen Verhältnissen entsprechen, daß es sich also, abgesehen von ihrem geologischen Aufbau, nicht um Vorzeitformen handelt, die unter abweichenden klimamorphologischen Verhältnissen gebildet wurden und in der Jetztzeit allmählich umgestaltet werden. BOBEK wendet sich erneut und mit neuen Argumenten gegen die Auffassung, daß die gesamte Kawir früher einen ungeheuren See gebildet habe, der später auf ein mit Schlamm erfülltes Becken reduziert wurde, das dann bis zur Gegenwart hin immer weiter der Austrocknung unterlag. Die hierfür von vielen Autoren als beweisend angesehenen Seeterrassen und Strandlinien lassen sich, wie BOBEK jetzt betont, auf den Luftaufnahmen nicht mit einer solchen topographischen Eindeutigkeit feststellen, daß sich die These von der ständig fortschreitenden Austrocknung und zunehmenden Aridität der Kawirbecken noch länger aufrecht erhalten ließe. Diese Streitfrage dürfte damit wieder zur Diskussion stehen, d. h. zumindest insoweit, wie BOBEK nun auch auf Grund der Luftbildinterpretationen eine ehemals ausgedehnte Überflutung der Kawirbecken nicht als wahrscheinlich ansieht.

Nach der heute wie schon früher von BOBEK vertretenen Ansicht ist das jetzige Klima von Zentraliran relativ feucht, jedenfalls feuchter als in jüngster geologischer Vergangenheit. Hierfür nennt BOBEK jetzt drei weitere Tatbestände, die er durch den Hinweis auf entsprechende Luftaufnahmen und durch Ergebnisse seiner Geländeuntersuchungen stützt. Danach hätten die Kawirböden an Ausdehnung zugenommen und seien bis in die jüngste Vergangenheit weiterhin gegen die Daschtflächen im Vordringen begriffen. Weiterhin setze die Entstehung der sogenannten erodierten Oberflächen voraus, daß zur Zeit ihrer Bildung der Grundwasserstand in der Kawir erheblich niedriger war als heute. Schließlich sei die Anhäufung der großen Sandmassen ebenfalls an ein relativ trockenes Klima gebunden, und die Tatsache, daß die Sande an vielen Plätzen „nasse Füße“ bekommen haben, beweise gleichzeitig die seitherige Zunahme der Feuchtigkeit. BOBEK deutet außerdem verschiedene Oberflächenbildungen dahingehend, daß sie ihre primäre Ausgestaltung durch Winderosion und sekundär dann durch „normale Erosion“ erfahren haben, was wiederum für einen Wechsel vom trockenen zum feuchten Klima, darüber hinaus aber auch für eine dem Trockenklima entsprechende Periode verstärkter Windwirkung sprechen würde. Die gleichzeitige Erklärung (S. 52), daß jene Periode verstärkter Windtätigkeit entweder mit „irgend einer Glazialperiode des Pleistozäns“ oder mit der „gut begründeten Trockenperiode des Postglazials“ in Verbindung zu bringen sei, ist recht widerspruchsvoll, da es sich doch hierbei um zwei gegensätzliche klimatische Wirkungskomplexe handelt.

Da BOBEK aber eingestandenermaßen mehr der Ansicht zuneigt, daß die verstärkte Winderosion und damit die aride Klimaperiode nicht in das Postglazial.

sondern vielmehr in das Pleistozän einzuordnen seien, bespricht er weiterhin die Probleme der pleistozänen Klimabedingungen Innerirans, speziell die dabei im Mittelpunkt des wissenschaftlichen Interesses stehende Frage der Pluvialzeiten. Die für deren Vorhandensein von verschiedenen Forschern als beweiskräftig angesehenen Flußterrassen sind, wie BOBEK betont, im allgemeinen ebensowenig eindeutige Zeugnisse für vermehrte Niederschläge, wie aus den Trockenbetten nicht ohne weiteres geschlossen werden kann, daß sie während der „Pluvialzeiten“ von Dauerflüssen erfüllt gewesen seien, die einen großen „pleistozänen Kawir-See“ aufgefüllt hätten. Die von BOBEKS Ansicht abweichenden Forscher stützten sich jedoch noch auf zahlreiche andere Faktoren von nicht unerheblicher Beweiskraft. BOBEK räumt aber durchaus ein, daß die Flußterrassen und Trockenbetten in Inneriran durch erhöhte Niederschlagstätigkeit und Flußerosion und damit durch einen Wechsel der klimatischen Bedingungen entstanden sein können. Was BOBEK mit Entschiedenheit ablehnt, ist lediglich die Annahme eines Pluvialklimas im wahrsten Sinne des Wortes (S. 53) und die damit behauptete Existenz eines ständigen Kawir-Sees. Wichtig ist aber, daß BOBEK die Möglichkeit des zeitweisen Vorhandenseins eines solchen Sees während des Pleistozäns keineswegs restlos ablehnt. In ähnlicher Weise rechnet BOBEK auch bei der Entstehung der wechsellagernden Salz- und Lehmschichten in der Maschileh-Kawir mit unterschiedlichen Klimaverhältnissen, allerdings von nicht erheblicher Schwankungsbreite (S. 27).

Geht man von der regionalen Differenzierung des pluvialzeitlichen Klimas im Hochland von Iran aus, so läßt sich zweifellos die Vorstellung von einer oder mehreren das Hochland von Iran in seiner Gesamtheit umfassenden Pluvialzeiten nicht vertreten. Wie ich bereits an früherer Stelle (SCHARLAU [1958]) ausgeführt habe und jetzt auf Grund der Darlegungen von BOBEK noch einmal wiederholen möchte, ist in diesem Raum offenbar auch während der pleistozänen Kaltzeiten die klimatische Differenzierung in ihren den heutigen Verhältnissen im großen und ganzen entsprechenden Grundzügen erhalten geblieben, d. h. im wesentlichen durch die feuchtere und kühlere Gebirgsumrahmung im Gegensatz zu den trockeneren und wärmeren Binnenbecken gekennzeichnet gewesen. Dieser Ansicht ist auch BOBEK. In ähnlicher Weise wie für den saharischen Wüstengürtel Nordafrikas jeweils nur seine pluvialzeitliche Einengung angenommen wird, ist auch das gleichzeitige Weiterbestehen der wüstenhaften Klimabedingungen in den zentralen iranischen Binnenbecken wahrscheinlich. Während also in klimatischer Beziehung keine grundsätzliche Änderung des Ariditätscharakters erfolgte, ergaben sich aber in morphologischer Hinsicht dadurch wichtige Auswirkungen, daß infolge des vermehrten Abflusses von den pluvialzeitlich stärker beregneten Randgebirgen erhebliche Teile der Binnenbecken in den pleistozänen Fluvialbereich gerückt wurden. Die im ganzen erhöhte, wenn auch Schwankungen unterworfenen Wasserzufuhr wirkte sich dabei nicht nur in den am tiefsten gelegenen Beckenteilen aus, wie GABRIEL (1957) und STRATIL-SAUER (1957) an der wechsellagen Bildung der Endseen in der Südl. Lut zeigen konnten, sondern sie erreichte überhaupt das größte Ausmaß in den peripheren und gebirgsnahen Becken. Diese Ansicht teilt jetzt auch BOBEK, wenn auch nur bedingt. Er spricht aber ausdrücklich von der Möglichkeit, daß in einigen der später wieder verschwundenen Randbecken Seeflächen bestanden haben könnten, was durch die Nachbarschaft der Elbursketten begünstigt worden sei (S. 53).



In diesem gleichen Sachzusammenhang können m. E. aber auch die Terrassenbildungen an den dortigen Flußläufen diskutiert werden und zwar als Hinweise auf die periodisch verstärkte Erosionsleistung. Auch BOBEK deutet diese Terrassen (z. B. S. 40 f), zumindest zum Teil, als mögliche Anzeichen eines Klimawechsels. Wie nahe einer gemeinsamen Auffassung BOBEK gerade in diesem Fall kommt, zeigt sein gleichzeitiger Hinweis auf die Notwendigkeit zu speziellen Untersuchungen, wodurch auch seiner Meinung nach die durchaus noch offene Frage der wechselnden klimamorphologischen Bedingungen zu lösen sein würde.

Im übrigen sieht BOBEK in den Terrassen die Auswirkungen verschiedener orogenetischer Phasen (S. 57). Die Gleichartigkeit der Terrassenbildungen im gesamten Gebirgsland von Iran und darüber hinaus, soweit bis jetzt bekannt zumindest in den Tälern des Amu-darja, Murgab und Tedschen sowie bei den Flüssen Anatoliens (PFANNENSTIEL [1940]), lassen aber mit mehr Wahrscheinlichkeit auf die regional übergreifenden morphologischen Auswirkungen verschiedener Pluvialzeiten schließen.

Sieht man von den widerstreitenden wissenschaftlichen Ansichten einmal ab, so kommt man zu der aufschlußreichen Feststellung, daß die Luftaufnahmen eines Gebietes zwar ein wertvolles und in vieler Hinsicht sogar einzigartiges geographisches Anschauungsmaterial liefern, daß aber trotz aller Vorzüge die Aussagefähigkeit der Luftbilder doch nur begrenzt ist. Luftaufnahmen aus vegetationslosen Wüstengebieten stellen für morphologische Zwecke zweifellos ein optimales Studienobjekt dar, noch besser wären allerdings Stereoaufnahmen. Aber auch diese sind im wesentlichen nur dazu geeignet, das gegenwärtige Erscheinungsbild des Reliefs und seiner Formen näher zu beschreiben, zu analysieren und zu vergleichen. Sicherlich lassen sich gleichzeitig auch wichtige Hinweise und Erkenntnisse bezüglich der heute maßgeblichen Gestaltungskräfte im Oberflächenformenbild gewinnen, aber dem Rückblick in die morphologische Vergangenheit sind dabei schon bald Grenzen gesetzt. Über diese hinaus führt daher nach wie vor nur die mühevollen Feldforschung zum angestrebten Ziel.

#### Angeführtes Schrifttum

GABRIEL, A.: Die Lut und ihre Wege. Z. f. Erdkunde. 1942. S. 423—442.

—: Die Erforschung Persiens. 1952.

—: Zur Oberflächengestaltung der Pfannen in den Trockengebieten Zentralpersiens. Mitt. Geogr. Ges. Wien. 1957. S. 146—160.

PFANNENSTIEL, M.: Die diluvialen Schotterterrassen von Ankara und ihre Einordnung in die europäische Quartärchronologie. Geol. Rdsch. 1940. S. 407—432.

SCHARLAU, K.: Zum Problem der Pluvialzeiten in Nordost-Iran. Z. f. Geomorphologie. NF. 2. 1958. S. 258—277.

STRATIL-SAUER, G.: Die pleistozänen Ablagerungen im Innern der Wüste Lut. Festschr. Hundert-jährf. Geogr. Ges. Wien. 1957. S. 460—484.

DWARS, FRIEDR. W.: *Beiträge zur Glazial- und Postglazialgeschichte Südost-Rügens. — Schriften des Geographischen Instituts der Universität Kiel, Bd. XVIII, Heft 3, Kiel 1960.*

Der Verfasser ist aus der Greifswalder Schule (Prof. HURTIG und Prof. REINHARD) hervorgegangen. Die spätwürmzeitlichen Zungenbecken und Moränenzüge geben den ersten Ansatz für die Untersuchung der morphologischen Veränderungen SO-Rügens. Aus Mangel an Beobachtungs-Möglichkeiten fallen Ancyclus- und frühe Littorina-Zeit aus. Die Verhältnisse beim Stand des Meeresspiegels  $-6$  m NN = 2500 v. Chr., bei 2 bis 4 m unter NN = 2000 v. Chr. = Ende der Littorina-Überflutung und schließlich der Zustand zwischen Ende der Dünkirkhener Transgression bis zum Mittelalter werden im Endergebnis (Karte Fig. 12) dargeboten. Der heutige Zustand ist als Ergebnis der Gelände-Arbeit in der Karte Fig. 2 wiedergegeben. Es empfiehlt sich diese Karte mit Farbstiften bunt anzulegen.

Ein Anreiz zu dieser Untersuchung ist der Umstand, daß das schmale SO-Rügen vom Meere von zwei Seiten angegriffen wird. Der Greifswalder Bodden bietet den Wellen des SW-Windes eine lange Anlaufbahn! Entsprechend sehen wir auf Fig. 12c manche gegen O gerichtete Überflutungsbahn verzeichnet.

Hervorzuheben ist die Tatsache, daß dem Verfasser Mittel zur Verfügung standen, um an wichtigen Punkten Bohrungen, z. T. bis über 20 m Tiefe, durchführen zu lassen. So konnte die Lage der Untergrenze des Alluviums oder, wo diese zu tief lag, wenigstens des marinen Kontaktes festgelegt werden.

Aus den Einzelergebnissen sei hervorgehoben:

Die Diluvial-Höhen sind Strauchmoränen der letzten Randlage des Eises im Oderlobus. Das Eis löste sich in kleine Zungen auf, so daß kurze Stirn- und Seitenmoränen entstanden. Die Seiten- bzw. Mittel-Moränen zwischen jenen lieferten die SW—NO verlaufenden Inselkerne. Der Verfasser betont, daß die Überflutung bei dem über und unter Wasser lebhaften Relief anders ablaufen mußte als an der Mecklenburger Küste, wo nach HURTIG flach ansteigendes Festland allmählich unter Wasser geriet. In SO-Rügen seien die postglazialen Absätze mächtiger als vor Mecklenburg.

Der Greifswalder Bodden sei bei einem Stand des Meeresspiegels von 8,5 bis 6,5 m —NN überflutet worden. Dies geschah gleichzeitig vom Strelasund und über Ost-Rügen durch die Baaber Heide und den Having.

Die Theorie einer Insellur als Ausgangsform des Gebietes wird abgelehnt. Es habe kein flaches Meer zwischen den Inselkernen gestanden. Auch seien diese früher nicht ständig durch Strandwälle verbunden gewesen. Sturm-Überflutungen von zwei Seiten und Strandwälle hätten örtlich stark wechselnde Bildungen und nur periodisch Inselluren entstehen lassen.

Küstenschutz-Anlagen werden an sich und als morphologischer Faktor berücksichtigt. Abbildung 7 muß um  $180^\circ$  gedreht werden.

Mancher wird, wie der Referent, bedauern, daß ein so anziehendes und nunmehr erdgeschichtlich weitgehend gedeutetes Gebiet uns zur Zeit so gut wie nicht zugänglich ist.

K. GRIPP

GIERLOFF-EMDEN, H. G.: *Die Küste von El Salvador. Eine morphologisch-ozeanographische Monographie. — Acta Humboldtiana; Series geographica et ethnographica Nr. 2. Herausgegeben im Namen der Deutschen Ibero-Amerika-Stiftung durch ADOLF MEYER-ABICH. — 183 Seiten mit 38 Abbildungen im Text, 38 Abbildungen auf Kunstdrucktafeln und 14 Karten. — Franz Steiner-Verlag, Wiesbaden 1959.*

Mit der vorliegenden Arbeit wird anläßlich des 100. Todestages von ALEXANDER VON HUMBOLDT eine neue Schriftenreihe der Deutschen Ibero-Amerika-Stiftung eröffnet, um die aus ihren Abkommen mit ibero-amerikanischen Universitäten und Institutionen hervorgehenden wissenschaftlichen Arbeiten deutscher Gastforscher zu veröffentlichen. Im Rahmen dieser Abkommen bereiste der Verfasser als Gast des Instituto Tropical de Investigaciones Científicas (ITIC) der Universität von San Salvador in den Jahren 1954/1955 die mittelamerikanische Republik El Salvador, um die Erforschung ihrer pazifischen Küste durchzuführen.

Die rd. 320 km lange Küste dieses Landes bildet keine natürliche Einheit, doch war die Untersuchung durch die äußeren Umstände auf diesen Bereich beschränkt. El Salvador liegt im Übergangsbereich von zwei Küstentypen: dem von Mexiko bis El Salvador sich erstreckenden Typ der vorherrschenden Lagunen-Ausgleichsküste und einem von hier bis Panama reichenden Typ mit stärkerer Gliederung in Buchten und Halbinseln. Die Küstenlandschaft von El Salvador selbst gliedert sich in fünf Abschnitte. In zwei Abschnitten reichen Bergländer bis ans Meer und bilden vorwiegend Steilküsten. Beiderseits dieser Bergländer erstrecken sich Küstenebenen mit Lagunen, unter denen die mittlere mit zwei Gezeiten-Ästuaren und Mangrove-Gebieten die

größte Ausdehnung aufweist. Die östliche Küstenebene leitet mit dem Golf von Fonseca zum zweitgenannten Küstentyp über.

Die Arbeit gliedert sich in zwei Hauptteile. Im allgemeinen Teil werden die geologischen, klimatischen und ozeanographischen Verhältnisse behandelt, bei denen sich der Verfasser im wesentlichen auf die bereits geleisteten Vorarbeiten anderer Gastforscher im ITIC sowie derjenigen des von Deutschen aufgebauten geologischen und meteorologischen Landesdienstes stützen konnte. Im regionalen Teil folgt die Untersuchung der einzelnen Küstenabschnitte, unter denen der Darstellung der mittleren Küstenebene mit den zwei Gezeiten-Ästuaren und dem dort mündenden wichtigsten Fluß des Landes, dem Rio Lempa, der breitere Raum gewährt wird. Eine kurze Beschreibung der drei Seehäfen des Landes, welche die einzigen Plätze der Außenküste mit geringen anthropogenen Einflüssen sind, beschließt diesen Teil.

Eine wesentliche Voraussetzung für das Gelingen der Untersuchung war das Vorhandensein einer 1948 erstellten Luftbildsammlung und einer darauf basierenden Karte im Maßstab 1 : 40 000, die jedoch in ihrer Beschränkung auf die Umrißlinien der Küste, der Seen und Flußläufe ohne weiteren Karteninhalt lediglich als stumme Karte zu bewerten war. Der Schwerpunkt der Arbeit lag daher in der Anfertigung von regionalen und Übersichtskarten, zumal die Küstenregion auf weiten Strecken als der noch unerschlossenste Teil des Landes zu gelten hat und auch in der kartographischen Darstellung lückenhaft war. Dementsprechend sind neben den zahlreichen Karten im Text und guten morphologischen Detailskizzen besonders die beigegebenen 14 Kartentafeln hervorzuheben, von denen die meisten mehrfarbig sind. Neben den beiden sehr eindrucksvollen Farbkarten des Guatemala-Grabens und des Küstenschelfs von El Salvador müssen besonders die drei vierfarbigen Karten der beiden Gezeiten-Ästuare und des Golfs von Fonseca im Maßstab 1 : 80 000 mit Tiefenlinien als außerordentliche Leistungen der Geländearbeit anerkannt werden.

Das Literaturverzeichnis weist 466 Arbeiten aus, unter denen die neuere deutsche küstenmorphologische Literatur samt allen Teildisziplinen ziemlich vollständig vertreten ist. Dennoch ist es bemerkenswert, daß z. B. die beiden küstenmorphologischen Arbeiten aus dem Kieler Geographischen Institut nicht aufgeführt sind.

Insgesamt bietet die Arbeit zur Methodik der Küstenforschung im einzelnen keine neuen Gesichtspunkte. Sie beschränkt sich, wie es besonders bei der Darstellung der Steilküsten auffällt, auf die Beschreibung der Formen sowie besonderer Beobachtungen, deren Erklärung lediglich durch kurze Hinweise auf entsprechende Beobachtungen anderer Verfasser vorgenommen wird. — Die vorliegende Arbeit zeigt deutlich die Schwierigkeiten und Grenzen, denen sich ein Einzelbearbeiter bei der Erforschung einer Küste gegenübergestellt sieht. Entscheidende Fortschritte in der Küstenforschung können heute nur noch durch Teamwork einer Forschergruppe erreicht werden, die sich aus allen an der Küste beteiligten Fachdisziplinen zusammensetzt und auch über entsprechendes Gerät verfügt. Andererseits zeigt die Arbeit aber auch, welche Fülle von Möglichkeiten und Aufgaben der geographischen Küstenforschung im Bereich der Entwicklungsländer noch offensteht. In diesem Sinne ist die vorliegende Arbeit ein begrüßenswertes Beispiel, zu dem man nicht nur den Verfasser, sondern auch das Land El Salvador mit der Einrichtung seines ITIC beglückwünschen kann.

E. G. KANNENBERG

KÖSTER, E.: *Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse. Leitfaden der Granulometrie und Morphometrie*. 159 S., 3 Abb., Lit.-Verz., Register. — Carl Hanser-Verlag München 1960.

Das gut ausgestattete und nach seinem Format sehr handliche Büchlein verdient die volle Aufmerksamkeit auch des Morphologen, indem ihm die Aufgabe gesetzt ist, eine Anleitung zur mechanischen Gesteins- und Bodenanalyse zu sein und damit eine erste Hilfe bei der Anwendung der mannigfachen granulometrischen und morphometrischen Untersuchungsmethoden zu bieten, d. h. gerade auch solcher Methoden und Arbeitstechniken, wie sie in jüngerer Zeit in zunehmendem Maße in der Geomorphologie Eingang gefunden und selbst auch Weiterentwicklung erfahren haben. Im Sinne dieser Aufgabenstellung werden alle gängigen Methoden der Messung, Siebung, Schlämmung und Separierung vorgeführt, Winke für die Entnahme der Gesteins- und Bodenproben gegeben, ausführlich die verschiedenartigen Schotteranalysen behandelt, ihre Fehler und Fehlerquellen beleuchtet, die Möglichkeiten graphischer Darstellung der Meßergebnisse und die Wege ihrer Auswertung aufgezeigt. Mit Angaben über die Einrichtung eines zweckdienlichen Laboratoriums schließt das Buch, das im übrigen insofern mehr ist als allein ein praktischer Ratgeber, als es notwendigerweise eine Zusammenschau der sehr reichen einschlägigen Literatur bringen mußte und einleitend auch den Versuch zu unternehmen hatte, eine gewisse Übersicht und Vergleichbarkeit bezüglich der noch recht uneinheitlichen Terminologie und Klassifikation an-



zubahnen. Das Buch wird sicherlich rasch seinen Platz in den Instituten und Laboratorien finden, und wahrscheinlich wird schon bald eine zweite Auflage nötig sein. Vielleicht ist es dann möglich, mit noch strengerer Kritik die Aussagekraft und den Verlässlichkeitsgrad der einzelnen, z. T. ja theoretisch noch nicht ausreichend geläuterten Methoden abzumessen, auch deren Anwendungsmöglichkeiten und Anwendungsbereiche — zugleich sozusagen als Sinnggebung — noch mehr als bereits geschehen anzuführen. Sollte es nicht vielleicht auch der Erwägung wert sein, über den gleichen Gegenstand zunächst ein Lehrbuch mit ausführlicher Darstellung auch der theoretischen Grundlagen und Zusammenhänge zu schaffen, aus dem hernach dann der ganz und gar den praktischen Bedürfnissen entsprechende Leitfaden als Extrakt abgeleitet werden könnte? Denn beides ist nötig; aber beides in einem Bande würde den ausschließlichen der Praxis dienenden Leitfaden überlasten und unhandlich machen. Wäre es fernerhin nicht auch ratsam, die Stoffanordnung in einer Neuauflage des Leitfadens in der Weise zu ändern, daß alles, was zu einer Methode gehört, geschlossen zusammen steht, ihre Grundlagen, ihre Anwendung im Gelände oder Labor, die Darstellung der Ergebnisse in Diagrammen usw. sowie die Auswertung? Derjenige, der sich der einen oder anderen Methode zu bedienen hat, müßte dann nicht — wie jetzt — alles Erforderliche aus mehreren Kapiteln zusammenlesen. Das von E. KÖSTER vorgelegte Handbüchlein kommt wirklich mannigfaltigen echten Bedürfnissen entgegen, darum möchten auch die soeben ausgesprochenen Erwägungen und Fragen nicht als negative Kritik gewertet werden, sondern als Anregung für die Neubearbeitung des verdienstvollen Werkes.

HANS POSER

MONKHOUSE, F. J.: *Landscape from the air. A physical geography in oblique air photographs. 52 S. m. 52 Abb. Index. Cambridge University Press 1959.*

In 52 Luftbildern (Schrägaufnahmen) hat F. J. MONKHOUSE charakteristische Oberflächenformen dargestellt und durch einen knappen Text erläutert. Vier dieser „geomorphologischen Charakterbilder“ behandeln den Einfluß des Gesteins auf die Oberflächenformen, drei die Anpassung der Erdoberfläche an die Struktur des Untergrundes, vier Vulkanformen und den Einfluß vulkanischer Gesteinsmassen, vier unterschiedliche Oberflächenformen (linienhafte Erosion, Hangabtragung, Felsburgen und „Monadnocks“), zwei die unterirdische Entwässerung, sechs Flüsse und Flußerosion, neun Gletscher und Glazialformen, vier Oberflächenformen in der Wüste, elf Küsten und Küstenformen, fünf Seen und Seebecken.

Ohne Zweifel sind die Aufnahmen wertvoll und geeignet, Studierenden das Einarbeiten in die Landschafts-Analyse zu erleichtern. Vielleicht hätte man eine etwas umfassendere Bildsammlung anstreben und die Akzente etwas gleichmäßiger verteilen können; ebenso lassen sich gewiß Luftbilder finden, die diese oder jene Erscheinung noch besser und prägnanter darstellen. Zum Teil liegt diese mangelnde Prägnanz der Luftbilder an der Wiedergabe im Druck: Die matten Bildflächen sind zwar ästhetisch ansprechender, als Hochglanz-Wiedergaben, lassen aber doch manches Detail unklar. Teilweise dürfte aber auch die Bildauswahl nicht das Optimum getroffen haben; über Gletscher und Gletscherwirkungen z. B. gibt es bessere Bilder, als sie hier verwandt worden sind. — Unglücklich scheint mir das Beispiel 15 (Monadnock) ausgewählt, das — falls es überhaupt einen Monadnock zeigt — sehr untypische Verhältnisse darstellt, indem die dargestellten Landoberflächen wegen ihrer deutlichen Bindung an die Härte und die Lagerungsverhältnisse der anstehenden Gesteine mehr an Landterrassen als an „dissected peneplains“ gemahnen. Den dargestellten „Monadnock“ könnte man ebensogut als Zeugenberg oder als „Aufsitzer“ im Sinne H. MORTENSENS vorführen.

Solche kritischen Erwägungen berühren jedoch das nützliche Heftchen wenig, dessen Zielsetzung es in erster Linie ist, den Schrägaufnahmen unter den Luftbildern einen gebührenden Platz in der geographischen Demonstration zuzuweisen.

JÜRGEN HÖVERMANN

CHOLLEY, ANDRÉ: *Recherches morphologiques. Librairie Armand Colin, 103, Boulevard Saint Michel, Paris 1957, 204 p., 27 figures.*

Les amis et élèves de A. CHOLLEY ont rassemblé dans cet ouvrage qui lui fut offert en témoignage d'admiration et de reconnaissance, 10 articles parus entre 1932 et 1953. De la sorte ils ont voulu «donner un tableau fidèle de la pensée géographique du maître».

A part un premier article de 15 pages, datant de 1950, et posant le problème des rapports entre la morphologie structurale et la morphologie climatique, les écrits rassemblés ici se rapportent à des études régionales comme le montre le plan de l'ouvrage:

1. Morphologie structurale et morphologie climatique — 15 pages.
2. Etudes morphologiques sur le Jura méridional et l'île Crémieu: Influence de la tectonique hercynienne; surfaces tertiaires polygéniques — 21 pages.

3. Recherches sur les surfaces d'aplanissement tertiaires dans le Jura Méridional, dans le Bourbonnais et le Charolais — 11 pages.
  4. Les plateaux de la Haute Saône — 13 pages.
  5. Questions de morphologie jurassienne — 4 pages.
  6. Le plateau de Thimerais: étude morphologique — 5 pages.
  7. Structure et relief des plateaux du Sud-Ouest de Paris — 15 pages.
  8. La vallée de l'Oise dans la région parisienne — 5 pages.
  9. Recherches sur les surfaces d'érosion et la morphologie de la région parisienne — 58 pages.
  10. Quelques aperçus nouveaux sur la morphologie du bassin de Paris — 31 pages.
- Appendice: Problèmes de structure agraire et d'économie rurale — 20 pages.

En ce qui concerne le Jura méridional, l'auteur s'intéresse particulièrement aux surfaces d'érosion anciennes en partie fossilisées par des dépôts tertiaires. Il s'efforce par construction graphique d'en retrouver les témoins et d'en reconstituer l'extension. Il montre combien est complexe la morphologie du Jura qui paraît cependant bien simple à première vue.

Dans la région parisienne également, ce sont surtout les surfaces d'érosion qui ont été étudiées par l'auteur. Il s'est spécialement intéressé aux surfaces meuliérisées et à leur signification morphologique; il s'est attardé en outre à rechercher les déformations tectoniques subies par ces surfaces d'érosion, déformations qui, d'après lui, expliquent généralement le tracé du réseau hydrographique.

Ce n'est malheureusement que dans les écrits postérieurs à 1950 que la morphologie climatique prend la place qui lui revient. Comme le montre le dernier article consacré à l'ensemble du bassin parisien, ces idées nouvelles ont bouleversé sensiblement les conceptions antérieures, du moins, en ce qui concerne le Quaternaire. Nous regrettons que A. CHOLLEY n'ait pas ajouté quelques mots de remarques à ce sujet après ses articles les plus anciens.

L'ensemble de cet ouvrage montre quelle a été l'évolution de la pensée de A. CHOLLEY de 1931 à 1953. Ses travaux consacrés à la géomorphologie structurale et à l'étude des surfaces d'érosion anciennes sont en tout point remarquables et restent d'actualité. Il a parfaitement illustré une méthode de travail dont les résultats prouvent assez la valeur.

Les articles rassemblés ici donnent une bonne idée de la complexité des problèmes qui se posent dans le Jura et la région parisienne; ils ne peuvent être ignorés de ceux qui s'intéressent à la géographie physique de ces régions.

A. PISSART

VON WISSMANN, HERMANN: *Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien, mit Hinweisen auf die Vergletscherung der letzten Eiszeit. — Abhandlungen der mathem.-nat. Kl. Jg. 1959, Nr. 14, Mainz (Akademie der Wissenschaften und der Literatur; Komm.-Verlag F. Steiner, Wiesbaden) 1960. 331 S., Ktn., Abb., Fig., Lit.*

H. v. WISSMANN hat die mühevollen Arbeit auf sich genommen, die in zahllosen Einzelpublikationen und in Reiseberichten enthaltenen Angaben über die Höhenlage der gegenwärtigen Schneegrenze in Hochasien zusammenzustellen, kritisch auszuwerten und zu einem Gesamtbild zu verarbeiten. Die Zielsetzung ist, eine verlässliche Grundlage für die Bestimmung der eiszeitlichen Schneegrenzdepression zu schaffen. VON WISSMANN behandelt zunächst die heutige Vergletscherung Hochasiens (Areal und Länge von einzelnen Gletschern) und die Gletschertypen, äußert sich dann über die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze, handelt danach gebietsweise die Höhenlage der Schneegrenze der Gegenwart ab und erläutert endlich die in einer Karte 1 : 5 000 000 zusammengefaßten Ergebnisse. Es folgt ein Anhang mit Hinweisen auf die letzteiszeitliche Vergletscherung Hochasiens, in dem regional und im allgemeinen Überblick die eiszeitliche Schneegrenze und Schneegrenzdepression behandelt und das Areal der letzteiszeitlichen Vergletscherung geschätzt wird, und ein weiterer Anhang mit einer Abhandlung von H. FLOHN über aktuelle Schneegrenze und Sommerklima in Hochasien.

Dank der umfassenden Literaturverarbeitung und der übersichtlichen Kartendarstellung wird das Werk zweifellos als Standardwerk angesehen werden müssen, das in vielen Fällen einen Rückgriff auf die Original-Literatur überflüssig macht. Das gilt um so mehr, als v. WISSMANN durch ausführliche, sorgfältige Zitate seine Quellen dem Leser offenlegt. Trotzdem liegt eine gewisse Gefahr in solchem Vorgehen, denn gebietsweise hat v. WISSMANN, wie er mehrfach betont, nur durch die vergleichende Berücksichtigung der eiszeitlichen Schneegrenze einige Sicherheit über die Höhenlage der aktuellen Schneegrenze gewinnen können. Damit sind in das Kartenbild Überlegungen eingegangen, deren Einfluß nicht ohne weiteres abschätzbar ist. VON WISSMANNs Karte stellt also keinen rein objektiven Befund dar, sondern prägt eine Auffassung, die bei einem so hervorragenden Gelehrten und Kenner der Materie zweifellos von großer Bedeutung und von hohem Wert ist.

Subjektive Wertungen sind aber nicht nur den Vorstellungen über den Abstand der eiszeitlichen zur rezenten Schneegrenze entsprungen; sie finden sich auch in den Schneegrenzbestimmungen an existierenden Gletschern. VON WISSMANN hat zwar ausführlich dargelegt, warum er im allgemeinen der HÖFERSchen Methode den Vorzug gibt und warum er im Einzelfall von dieser Methode abweicht. Letzten Endes aber läuft die Argumentation darauf hinaus, daß die eine oder die andere Methode der Schneegrenzbestimmung „falsche“ Werte liefere. Damit wird natürlich das Ergebnis einer solchen Untersuchung: Verlauf und Gesetzmäßigkeit der Schneegrenze in Hochasien, in gewisser Weise schon vorausgesetzt. Wenn auch die Abweichungen in vielen Fällen gering und unterschwellig sind, so lassen sich doch auch — bei einheitlicher Anwendung stets der gleichen Methode — Werte errechnen, die um mehr als 600 m von den Angaben v. WISSMANNs abweichen.

Diese Bemerkungen kennzeichnen eine Schwierigkeit, die sich dem Forscher in den Trockenräumen der Erde allenthalben stellt: Die geradezu sprunghafte Änderung der Schneegrenzhöhenwerte auf relativ kurze Erstreckung. Je nachdem, ob man diese sprunghaften Änderungen für den Ausdruck ebenso sprunghafter Änderungen der klimatischen Verhältnisse oder für lokale Abweichungen hält, wird die Führung der Isochionen gleichmäßiger oder komplizierter ausfallen. VON WISSMANN hat sich im allgemeinen zur Glättung der Isochionen entschlossen und auf diese Weise ein ansprechendes Bild erzielt, das im wesentlichen die Aufwölbung der Schneegrenzfläche über Hochasien zum Ausdruck bringt. Insofern wohnt der Ableitung ein hohes Maß an Zuverlässigkeit inne, das auch in der grundsätzlichen Übereinstimmung mit dem durch K. HERMES erarbeiteten Isochionenbildes des gleichen Gebietes zum Ausdruck kommt.

Da v. WISSMANN selbst den vorläufigen Charakter seiner Kartendarstellung betont und um Ergänzungen und Korrekturen gebeten hat, seien auch einige Einzelheiten erwähnt, die das Isochionenbild ein wenig modifizieren: Am Tang-La liegt die Schneegrenze nach den Angaben FILCHNERS, auf den sich v. WISSMANN bezieht, nicht in 5700 m Höhe, sondern nach Text und Karte nordseitig bei 5350 bis 5400 m, südseitig bei 5400 bis 5500 m oder tiefer. Ebenso sind am Ostrande des Marco-Polo-Gebirges, wo v. WISSMANN unter Berufung auf FILCHNER und TAFEL die Schneegrenze im Mittel zu 5200 m ansetzt, auf FILCHNERS Kartenwerk Gletscher in Südexposition noch an 4900 bis 5100 m hohen Bergen eingezeichnet, so daß die Schneegrenze im Mittel doch wohl merklich unter 5000 m liegen muß. Trägt man diesen Einwendungen Rechnung, so zeigt sich, daß, abweichend von v. WISSMANNs Darstellung, eine Furche geringer Schneegrenzhöhen vom Kuku-Nor zum Tengri-Nor Tibet mit NE-SW-Achse durchzieht. Insgesamt gewinnt man nach dieser Korrektur mehr als aus der jetzigen Karte den Eindruck, daß für die Höhenlage der Schneegrenze in Hochasien die „Massenerhebung“ eine ganz entscheidende Rolle spielt und daß es mißlich ist, die Verhältnisse in Hochasien als typisch für den Trockengürtel der Erde zu interpretieren, wie das z. B. durch C. TROLL mehrfach geschehen ist.

Wenigstens für einige Teile Zentralasiens hat v. WISSMANN auch Angaben über die eiszeitliche Schneegrenze zusammenstellen können, die es gestatten, eine Vorstellung über das Ausmaß der letzteiszeitlichen Schneegrenzdepression zu gewinnen. VON WISSMANN vertritt die Ansicht, daß die Schneegrenzdepression vom Rande zum Inneren Hochasiens hin generell abgenommen habe und im Innern Tibets stellenweise kaum den Wert von 300 m erreiche. Man sollte hierbei nicht übersehen, daß in manche Reisebeobachtungen schon die vorgefaßte Meinung eingegangen ist, daß die eiszeitliche Schneegrenzdepression in den Trockengebieten äußerst gering war. Selbst heute noch werden gelegentlich sorgfältig erarbeitete Feldbefunde über große eiszeitliche Schneegrenzdepressionen im Bereich des Trockengürtels leichtfertig als indiskutabel abgetan und Formen wie Ablagerungen, die an anderen Stellen der Erde als Leitformen des glazialen Formschatzes vorgeführt werden könnten, ohne jede Prüfung des Sachverhaltes als „pseudoglazial“ bezeichnet. Befunde zur pleistozänen Vergletscherung Hochasiens, die so zuverlässige Beobachter wie K. WICHE und H. HEUBERGER kürzlich mitgeteilt haben, geben sehr ernsthaft zur Überprüfung der Frage Anlaß, ob nicht u. U. späte Rückzugsstadien oder gar historische Gletscherstände als Spuren der letzten Eiszeit interpretiert worden sind, wie es z. B. in Äthiopien bis zum Jahre 1954 geschehen ist. Jedenfalls steht die Auffassung von der gesetzmäßigen Abnahme der Schneegrenzdepression zu den Trockengebieten der Erde hin nur noch auf schwachen Füßen, und es ist fraglich, ob v. WISSMANN richtig gehandelt hat, als er sich diese Auffassung zur Richtschnur für die Interpretation der Befunde in Hochasien auswählte.

Trotz aller Einwendungen im einzelnen wie grundsätzlicher Bedenken bleibt v. WISSMANNs Werk hochbedeutsam und eine wesentliche Grundlage weiterer Studien, die die Erforschung der Schneegrenze und ihrer eiszeitlichen Depression in Hochasien wie auf der ganzen Erde zum Ziele haben.

JÜRGEN HÖVERMANN



## Hinweise auf geomorphologisches Schrifttum

Angeregt durch eine Kritik des russischen Geomorphologen GUERASSIMOV gelegentlich seines Besuches in Frankreich, die französische Geomorphologie vernachlässige die endogenen und tektonischen Faktoren, gibt J. DRESCH unter dem Titel „*Rencontre franco-soviétique*“ einen kurzen Überblick über die Arbeitsrichtungen der französischen Geomorphologie. (Ann. de Géogr. Nr. 371, 1960, S. 61—64.)

„Zur Frage der Geröllorientierung in Flußläufen“ macht M. KIRSTEN auf Grund der Verhältnisse in Südiran einige Mitteilungen. (Geol. Rundsch. 49, 2, 1960, S. 498—501 mit knapper franz. und engl. Zus. auf S. 521 und 523 f.) H. M.

R. RACINOWSKI und J. RZECHOWSKI machen „*An attempt at Using the Degree of Rounding of Rocky Grains for the Genetic Classification of the Pleistocene Deposits*“, wobei sie Angaben über den Zurundungsgrad von äolischen, fluvialen, fluvioglazialen usw. Ablagerungen in Polen machen. (Annales Univ. Lublin, B, XIII [1958], Lublin 1960, S. 107—117; poln. mit russ. und engl. abstr.) — Eine regionale Ergänzung dazu bildet die Arbeit von R. RACINOWSKI „*Sur la granulométrie des dépôts clastiques des environs de Biłgoraj*“ (a. a. O. S. 187—200; poln. mit russ. und franz. rés.) H. M.

In seinem Aufsatz „Über Schotterformen und Rundungsgradanalyse als Feldmethode“ schlägt E. REICHELT vor, den Zurundungsindex von CAILLEUX durch eine Einteilung in „*four well defined categories: angular; with rounded edges; rounded; considerably rounded*“ zu ersetzen. (Pet. Mitt. 1961, 1, S. 15—24; mit engl. und russ. Zus.)

In einer sorgfältigen Studie untersucht O. GRANÖ „Die Ufer der Südküste Finnlands“. Auf die „Typeneinteilung der Ufer“ und ihre Verbreitung wird großer Wert gelegt. Interessant ist die beigegebene Karte „Die Länge der Ufer“. Sie stellt — offenbar in Anlehnung an Karten der Reliefenergie — in Vollkreisen die Uferlänge je  $5 \times 5$  km dar und gibt damit ein anschauliches Bild der sogenannten Uferentwicklung. (Fennia 83, 1960, 3, 49 S.; deutsch.) H. M.

H. SVENSSON legt seine Erfahrungen „Über Gletscherschrammen als Hilfsmittel glazial-morphologischer Forschung“ dar. Er erörtert insbesondere die Möglichkeit langer Erhaltung von Gletscherschrammen, z. B. subaquatisch, die Geschwindigkeit ihrer Zerstörung durch Verwitterung usw., und die Schlüsse, die man aus der Übereinanderlagerung verschiedener Schrammen-Richtungen auf das Verhältnis von Topographie und Eisrichtung ziehen muß. (Pet. Mitt. 1960, S. 115 bis 118; deutsch mit engl., russ. und schwed. Zus.)

A. J. PANNEKOEK geht der „*Post-Orogenetic History of Mountain-Ranges*“ nach, d. h. den eigentlich gebirgsbildenden „*morphogenen Spätbewegungen*“ etwas älterer Orogene. (Geol. Rundschau 50, 1960, S. 259—273; engl. mit deutsch., franz., engl. und russ. Zus.)

„*A Characteristic Example of Maar: Aci Göl in Interior Anatolia*“ beschreibt T. BILGIN, nämlich das Nebeneinander eines Maars und eines Vulkans, der ein noch älteres Maar zerstört bzw. fast völlig ausgefüllt hat. (Rev. of the Geogr. Inst. of the Univ. of Istanbul, Intern. Edition, 1960, 6, S. 65—69; engl.)

In seinem Aufsatz „*Methodik und Methoden der Karsthydrographie*“ gibt J. ZÖTL u. a. eine eingehende Anleitung für karsthydrographische Messungen. (Mitt. Österr. Geogr. Ges. 102, II, Wien 1960, S. 199–206.)

Eine karsthydrographisch interessante Mitteilung über den „*Ponor Slivlje im Nikšičko Polje*“ macht F. HABE. (Geogr. Vestnik XXXII, Ljubljana 1960, S. 89–96; sloven. mit ausführlicher deutsch. Zus.) H. M.

Im Rahmen einer Kontroverse über die Begriffe „*Auslaugung oder Abtragung*“ machen E. v. HOYNINGEN-HUENE und B. STEINBRECHER morphologisch interessante Angaben über die Wirkung der Subrosion im Gips und im normalen Salz. (Geol. 1960, 3, S. 318–320, und B. STEINBRACHER, *Über Salzablaugung und Gipsauslaugung*. A. a. O. S. 321–324.) H. M.

L. LAURETI gibt als Vorläufer einer geplanten umfassenden Arbeit „*Nuovi contributi alla conoscenza del corso sotterraneo del Bussento (Cilento)*“. Der unterirdische Lauf, der 4 km des oberirdischen Bussento-Laufes unterbricht, war früher ganz anders und kürzer als heute. (Boll. d. Soc. Geogr. Ital. 1960, S. 553–567; ital. mit knappem engl. summ.)

„*On the Karst Features in Turkey*“ handelt S. ERINÇ unter Beigabe zahlreicher Zeichnungen, u. a. eines Kärtchens der Verbreitung des Karstes in der Türkei. (Rev. of the Geogr. Inst. of the Univ. of Istanbul, Intern. Edition, 1960, 6, S. 1–14; engl.)

Č. S. MILIĆ schreibt „*Sur l'aplanissement non-coordonné des terrains calcaires*“. (Bull. de la Soc. Serbe de Géogr. XL, 2, Belgrade 1960, S. 87–104; serb. mit franz. rés.)

G. LÜTTIG macht „*Vorschläge für eine geochronologische Gliederung des Holozäns in Europa*“. Übersieht man die Fülle der bisher gemachten Vorschläge (vgl. u. a. die Tab. 1 des Verf.), so erscheint es allerdings fraglich, ob die Zeit für eine so detaillierte Gliederung schon reif ist. (Eiszeitalter und Gegenwart 11, 1960, S. 51–63; mit deutsch. und engl. Zus.)

H. M.

Die Beweiskraft von „*Klimagrenzen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa*“ erörtert K. KAISER, um damit einen „Beitrag zur Rekonstruktion des Klimas der Glaziale des quartären Eiszeitalters“ zu liefern. Ein Kärtchen im Maßstab etwa 1 : 7,5 Mill. mit den verschiedeneiszeitlichen Eisrandlagen und Klimazeugen ist beigegeben. Die „*eiszeitliche*“ Temperaturminderung habe in Bodennähe zumindest kurzfristig 15–16° C, ja sogar während der Dryaszeit immer noch 11–12° C betragen. Einen Maßstab für die *wirkliche* eiszeitliche Temperaturdepression erhält man durch solche Zahlen m. E. (MORTENSEN [1952]) allerdings nicht. (Eiszeitalter und Gegenwart 11, 1960, S. 121–141.)

H. M.

Eine zwingende „*Lösung des Problems der Gliederung und Chronologie der Letzten Eiszeit in Mitteleuropa*“ sieht H. GROSS in der Aufrechterhaltung der Begriffe W I–III mit dazwischen liegenden Interstadialen. (Forsch. u. Fortschr. 34, 10, 1960, S. 297–301.) Besonders wichtig ist ihm dabei die zuverlässige Datierung des *Beginns* des Götterweiger Interstadials, dem er gleichzeitig eine besondere Studie widmet: „*Die Bedeutung des Götterweiger Interstadials im Ablauf der Würm-Eiszeit*“. (Eiszeitalter und Gegenwart 11, 1960, S. 99–106; engl. Zus.)

P. WOLDSTEDT lehnt zwar, nachdem er „*Die Letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa*“ miteinander verglichen und den im großen gleichartigen Verlauf an Hand der in beiden Erdteilen gleichartigen Untergliederung in drei Abschnitte Alt-, Mittel- und Jungwürm bzw. -wisconsin bewiesen hat, ebenfalls BÜNELS Auffassung von der Einheitlichkeit der Würmeiszeit (vgl. den Hinweis oben S. 79) ab. Doch hält er die eigene Darstellung und die ihr zugrunde liegenden Tatsachen für „höchst hypothetisch“, lückenhaft und widersprüchlich. (a. a. O. S. 145–165; engl. Zus.)

E. EBERS, die die „*Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadial-Profil von Hörmating/Obb.*“ untersucht hat, parallelisiert das Interstadialprofil von Hörmating auf Grund von Radiokarbon-Messungen mit dem Götterweiger Interstadial und unterstreicht damit die Auffassungen von H. GROSS. (a. a. O. S. 64–76; engl. Zus.)

H. M.

„*Das Lößprofil in der Ziegelei bei Hlohovec*“ untersucht und deutet J. KOŠTÁLIK. Die 10–11 m mächtigen Lößschichten werden von drei fossilen Bodenhorizonten unterteilt. Der Verf. teilt sie W<sub>1</sub>, W<sub>2</sub> und W<sub>3</sub> mit starken interstadialen Klimaschwankungen zu. (Geogr. Čas. XII, Bratislava 1960, 2, S. 117–123; slovak. mit russ. und deutsch. Zus.)

„*Les phénomènes periglaciaires dans les sédiments des grottes slovènes*“ hat S. BRODAR beobachtet und in den Vereisungs-Rhythmus der Würmezeit eingeordnet. (Geogr. Vestnik XXXII, Ljubljana 1960, S. 33; sloven. mit franz. Rés.)

„*Löbe und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal*“, die für die Gliederung der Riß- und der Würmeiszeit wichtig sind, beschreiben R. RUSKE und M. WÜNSCHE. (Geol. 10, 1961, 1, S. 9—29; mit deutsch., engl. und russ. Zus.) H. M.

„*Pleistozäne Lößlehme und holozäne Fluß-Sedimente im Karpatengebiet der Ostslowakei, ČSSR*“ werden von J. PELIŠEK genau untersucht. Sie geben Einblick in die Boden- und Klimaentwicklung während der Würmeiszeit bis in das Holozän hinein. (Anthropozoikum IX, Prag 1959, S. 175—201; tschech. mit ausführlicher deutsch. Zus. und deutscher Beschriftung der zahlreichen wichtigen Fotos.) H. M.

„*Zum Problem der Stabilität der Klimabedingungen in Westsibirien während der Glaziale und Interglaziale*“ legt W. WEISCHET dar: Diese von Guerassimow und Markow (1954) erkannte Stabilität sei darauf zurückzuführen, „daß der Luftmassentransport in diesem Raum im Interglazial bei verstärkter Zonalzirkulation subpolare Akzente, bei der im Glazial vorherrschenden Meridionalzirkulation subtropische Akzente bekommt“. Dadurch seien die eigentlich primären pleistozänen Temperaturschwankungen weitgehend paralysiert worden. (Eiszeitalter und Gegenwart 11, 1960, S. 77—87; mit deutsch. und engl. Zus.)

„*New Zealand glaciations and the duration of the Pleistocene*“ untersucht M. GAGE: Neuere Untersuchungen haben eine weitere Vergletscherungsphase vor der spätglazialen Waimaungar-Eiszeit erkennen lassen. Seit dem Mittelpleistozän haben starke Veränderungen des Reliefs stattgefunden. (Journ. of Glaciol. 1961, S. 940—943; engl. mit engl., franz. und deutsch. abstr.)

M. A. CHOLLEY veröffentlicht „*Remarques sur la structure et l'évolution morphologique du Bassin parisien*“. Besonders wichtig, und zwar ganz allgemein für das Verständnis der Schichtstufenlandschaft, wie des klimatisch bedingten Wandels der Formung, erscheint mir der zweite Teil seiner Darlegungen. Er enthält wichtige Ausführungen über die morphologische Bedeutung der (tertiären) Silifikation und über die „*véritable révolution*“ der morphologischen Bedingungen am Ende des Tertiärs. (Bull. de l'Ass. de Géogr. Franç. 288/89, 1960, S. 2—25.) H. M.

„*Der Einfluß der periglazialen Modellierung auf die Entwicklung der Oberflächenformen in dem östlichen Teil des Gesenkes*“ ist, wie T. CZUDEK zeigt, zwar recht beträchtlich, hat jedoch, was mir nicht überraschend erscheint, die vorpleistozänen Grundformen des Reliefs (ungleich zerschnittene polygenetische Rumpffläche) nicht verwischen können. (Geogr. Časop. XII, 3, Bratislava 1960, S. 180—188; slovak. mit russ. und deutsch. Zus.) H. M.

„*Die periglazialen Züge im Relief des Thaya-Schwarza Beckens*“ stellt J. DEMEK dar, wobei er auch die asymmetrischen Täler berücksichtigt. Die rezenten Denudationsvorgänge seien so gering, daß das periglaziale Relief noch heute den größten Teil des erforschten Gebietes beherrsche. (Geogr. Časop. XII, 3, Bratislava 1960, S. 161—173; slovak. mit russ. und deutsch. Zus.) H. M.

Einen wichtigen Beitrag zur hochgebirgshaften Formung, insbesondere die glaziale Umformung flacherer Gebirgsformen betreffend, liefert W. F. THOMPSON durch Untersuchung der „*Shape of New England Mountains*“. (Appalachia, Journ. of the Appal. Mount. Club, 1960, S. 145—159.) H. M.

K. PICARD zeigt, daß in Schleswig-Holstein die warthezeitlichen Eisrandlagen usw. sich meist gut im heutigen Landschaftsbild spiegeln, während die Ablagerungen der Drentheverglatscherung inzwischen so umgewandelt sind, daß keine Beziehungen mehr zu den heute vorhandenen markanten Höhenzügen bestehen. (Zur Untergliederung der Saalevereisung im Westen Schleswig-Holsteins. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1960, 2, Hannover 1960, S. 316—325.)

Die Rekonstruktion morphologischer Vorgänge während des Pleistozäns gelingt L. CHAMPIER und F. FISCHER durch Deutung eines Aufschlusses in „*La poche karstique de Hirschland (Moselle) — Etude morphopédologique*“. (Arb. aus d. Geogr. Inst. d. Saarlandes IV, 1959, S. 59 bis 65; franz. mit deutsch. Zus.) H. M.



Aus einer Arbeit von A. WINKLER von HERMADEN „Über quartäre Massenbewegungen an den Hängen des Basaltplateaus des Stradener Kopfs bei Bad Gleichenberg (610 m) und über die Verbreitung jungpliozäner und ältestquartärer Verwitterungs- und Aufschwemmungsböden mit silikatischen Roterden in der Südoststeiermark“, scheint mir morphologisch besonders interessant die Feststellung interglazialer Großrutschungen. (Abh. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III, 1, 1960 = Ernst Kraus-Festschrift, S. 336—439.)  
H. M.

„Die Morphologie der Schollenrutschung Jezerko in der Spišská Magura“ beschreibt unter Beigabe einer geomorphologischen Lageskizze J. DRDOŠ. Die Rutschung fand am Ende des Pleistozäns statt und hatte beachtliche morphologische Veränderungen zur Folge. (Geogr. Čas. XIII, 1, Bratislava 1961, S. 67—71; slowak. mit russ. und deutsch. Zus. und Kartenlegende.)  
H. M.

Recht kurze „Vallons à fond plat et à forte pente longitudinale“ hat H. BEGUIN beobachtet. Er erklärt sie aus dem Zusammenwirken von periglazialen Rückgang der Talhänge mit longitudinaler Solifluktion auf der Talsohle. Der Ausgangspunkt seiner Überlegungen, daß nämlich die Existenz solcher Talformen „pose un problème“ (S. 285) und daß bei steilem Längsgefälle „la géomorphologie normale ne peut expliquer la présence d'un fond plat qui aurait été façonné par un ruisseau“ (S. 290 f.), trifft allerdings m. E. nicht zu. Ich habe — sicher in Übereinstimmung mit zahlreichen Kollegen — nie einen Zweifel gehabt, daß derartige Formen auch bei hinreichend ruckweiser Wasserführung nicht nur entstehen können, sondern sogar entstehen müssen. (Ann. de la Soc. Géol. de Belgique, Liège 1960, S. 285—297.)  
H. M.

Neue interessante Angaben über „Deep-lying perennial frozen rocks in West Siberia“ macht A. A. ZEMTSOV auf Grund von neuesten Tiefbohrungen. Pleistozäne Relikt-dauerfrostböden mit einer Obergrenze in 100—200 m unter der Oberfläche erstrecken sich bis etwa 60½° n. Br., also etwa 100 km weiter südlich als die bisher bekannte Südgrenze des rezenten und historischen Dauerfrostbodens. (Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachr. d. Akad. d. Wiss. d. UdSSR, Geogr. Ser. 1960, 4, S. 89—93; russ.)  
H. M.

„String-Bogs in the Arctic 400 miles north of the Tree-Line“ hat W. E. S. HENOCH im nordamerikanischen Polargebiet beobachtet. Damit wird die bisherige Ansicht, daß die Stringmoore nur außerhalb der Permafrost-Zone vorkommen, korrigiert, und es wird nach HENOCH nötig, die verschiedenen Typen klarer zu unterscheiden und zu erklären. Sehr interessant sind die beigegebenen Luftbilder, die die „fingerpoint“-Anordnung solcher stringbogs zeigen. (Geogr. Journ. 1960, S. 335—339.)  
H. M.

In Fortsetzung eines früheren Berichtes über die „Polish I. G. Y. Spitsbergen Expeditions 1957, 1958 and 1959“ gibt A. JAHN eine „Quantitative Analysis of some Periglacial Processes in Spitsbergen“. Auf die große Geschwindigkeit der Vorgänge einschließlich der Materialsortierung und auf die Bedeutung der Abspülung wird hingewiesen. (Nauka o Ziemi II, Warszawa-Wrocław 1961, 55 S.; engl. und poln. mit russ. Zus.)

N. G. BOBOV macht auf Grund sorgfältiger Beobachtungen von Temperatur und relativer Feuchtigkeit eingehende Angaben über die Entstehungsmöglichkeiten von „Pingo formations in the watershed regions between the Lane and Vilgui Rivers under the present conditions“. (Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachr. d. Akad. d. Wiss. d. UdSSR, Geogr. Ser. 1960, 5, S. 64—68; russ.)  
H. M.

M. PROSOVÁ & J. SEKYRA teilen Beobachtungen über das „Microrelief periglaciaire dans la zone subnivale de Kazbek“ mit. Im Vordergrund stehen Darlegungen über Rasenbulten bzw. Thufurs und ähnliche Bildungen, bei deren Anlage Trockenrisse eine große Rolle gespielt haben sollen. Außerdem werden rasenbedeckte Polygone, Erscheinungen der Deflation und Kammeiswirkung, Blockmeere sowie Äußerungen der Frostsprengung erwähnt. (Biuletyn Periglacialny 7, 1960, 181—186; poln., franz., russisch.)  
P. HÖLLERMANN

„Sols polygonaux dans la Puna Boliviana“ hat C. VITA-FINZI beobachtet und gedeutet, wozu M. LLIBOUTRY einen kritischen Kommentar gibt. (Rev. de Géomorph. Dyn. 1960, S. 61.)

H. BOESCH & G. FURRER geben einen kurzen Überblick über „*Les sols polygonaux dans les Alpes suisses*“. Beschrieben werden Miniaturformen (Erdknospen, Erdstreifen), die der morphologischen Wirkung des Kammeises zugeschrieben werden, sowie Großformen über „Permafrost“. Großformen finden sich zwischen 2200 und 2700 m Höhe, besonders in den Gletschervorfeldern, wo sie örtlich noch bis 1950 m herabreichen. Miniaturformen sind im oberen Teil der subnivalen Stufe (um 2500 m) verbreitet. (*Geographica Helvetica* 15, 1960, 264—266.)

P. HÖLLERMANN

P. LITZMANN stellt „*Les variations récentes des glaciers du bassin de la Romanche*“ seit 130 und mehr Jahren zusammen, und zwar sowohl hinsichtlich der Länge als auch der Fläche. Eine knappe klimatische Deutung der Schwankungen wird versucht. (*Rev. de Géogr. Alp.* 1961, 1, S. 167—178.)

A. S. ZUZIN gibt einen interessanten Bericht „*On the fluctuations of Kashka-Tash glacier*“ (Kaukasus), den er seit 1947 alljährlich besucht und fotografiert und auch mehrfach genau vermessen hat und dessen Zustand er mit einer Photographie vom Jahre 1927 vergleichen konnte. Sehr genaue Angaben über das Ausmaß des Eisverlustes dieses insgesamt 14<sup>1/2</sup> geneigten, durch Lawinen und Eisabbrüche genährten „Halbhänge“-Gletschers werden gemacht. Für die Asymmetrie der Vorgänge sei die verschiedene Sonneneinstrahlung verantwortlich. (*Известия Всесоюзного Географического Общества* = *Nachr. der Geogr. Ges. der Gesamtunion* 1960, 4, S. 365—369; russ.)

H. M.

E. V. MAKSIMOV teilt die Ergebnisse einer im Jahre 1957 unternommenen Expedition zur Untersuchung der „*Aganakatty group of glaciers in Dzhungarian Alatau*“ (Teil der Nordabdachung) mit und macht dabei auch Angaben über die sonstige Morphologie dieses fast unerforschten Gebietes. Nur die nordexponierten Hänge sind vereist; die Firnbassins liegen immer in Schattenlage. Bei einer Höhe der höchsten Gipfel um 3800—4000 m hat die Firnlinie von fünf dortigen Gletschern eine mittlere Höhenlage von 3420 m; die Gletscher enden im Mittel in Höhe von etwas über 3100 m. Zum Unterschied von den meisten anderen Teilen des Dsungarischen Alatau haben die Gletscher in den letzten fünf bis sechs Jahrzehnten keinen Rückgang erlebt. Die Würmgletscher gingen bis 2000 m herunter; sie waren vier- bis fünfmal so lang als heute. (*Известия Всесоюзного Географического Общества* — *Nachr. d. Geogr. Ges. der Gesamtunion* 1960, 3, S. 263—272; russ.)

H. M.

JEN MEI-NGO veröffentlicht Untersuchungen über „*La glaciation du Yulungshan, Yunnan, Chine*“ und legt damit Ergebnisse einer chinesischen Yunnan-Expedition des Jahres 1957 vor, deren Leiter der Verf. war. Die topographische Schneegrenze liegt 4400—4500 m hoch, die Gletscher sind meist klein. Zwei pleistozäne Vergletscherungen haben das Gebiet betroffen und ihre Spuren in Gestalt von Zirken und Moränen zurückgelassen. Eine starke pleistozäne Hebung eines Teilgebietes wird wahrscheinlich gemacht. (*Ann. de Géogr.* Nr. 371, 1960, S. 50—56.)

„*Studies of Four Glaciers in Greenland*“ hat BØRGE FRISTRUP vorgenommen. Interessant scheint mir u. a. die Feststellung, daß eine deutliche Beziehung zwischen dem Ausmaß des Rückganges und der Temperatur des Eises besteht. (*Geogr. Tidskr.* 59, København 1960, S. 89—102; engl.)

H. M.

„*Ice budgets for Antarctica and changes in sea-level*“ überprüft H. WEXELER. Im ganzen genommen findet eine Zunahme des Eises statt. (*Journ. of Glaciol.* 1961, S. 867—872; engl. mit engl., franz. und deutsch. abstr.)

Einen inhaltsreichen „*Essai sur le relief du Nord-Est brésilien*“ gibt J. DEMANGEOT. Wenn auch der (örtlichen) Tektonik die Hauptbedeutung für das Relief zugeschrieben wird, so fehlen doch grundsätzlich wichtige Ausführungen über die Formung im halb-ariden Klima nicht. (*Ann. de Géogr.* 1960, S. 157—176.)

H. M.

R. A. BAGNOLD veröffentlicht „*Some Aspects of the Shape of River Meanders*“. Er prüft mathematische Berechnungen in künstlichen Rohren und Kanälen nach und zieht dann Vergleiche zu den tatsächlichen Flußmäandern. Danach betrage der Krümmungsradius des freien Mäanders in der Regel das Zwei- bis Dreifache der Breite des Stromes. (*Geol. Surv. Prof. Paper* 282-E. Washington 1960, S. 135—144.)

Angaben über „*Les Coefficients D'irrégularité des Cours D'eau Anatoliens*“ macht H. INANDIK. Er kommt dabei zu drei Gruppen: Pluviales Regime mit sehr großer Unregelmäßigkeit, nival belieferte Flüsse mit geringer und sehr lange Flüsse mit mittlerer Unregelmäßigkeit. (Rev. of the Geogr. Inst. of the Univ. of Istanbul, Intern. Edition, 1960, 6, S. 1—14; engl.)

„*High resistance to horizontal ground-water flow in coarse sediments due to faulting*“ und ungewöhnlich steile Gefälle des Grundwasserspiegels haben L. F. ERNST und N. A. DE RIDDER durch sehr exakte Untersuchungen an Terrassen-Schottern der Maas festgestellt. (Geol. en Mijnbouw, nw. ser., 22, 1960, S. 66—85, engl.) H. M.

A. M. GAVRILOV untersucht auf Grund des vorliegenden Beobachtungsmaterials zahlreicher, aber s. E. noch nicht ausreichender Meßstellen „*The influence of karst on the small rivers drainage*“ in dem Gebiet um Gorki, im Leningrader Bezirk und im nördlichen Ural. (Известия Всесоюзного Географического Общества = Nachr. d. Geogr. Ges. der Gesamtunion 1960, 3, S. 251—262; russ.)

Unsere Anschauungen über „*Deltas-Schwemmfächer-Priele*“ hat S. MORAWETZ durch Beobachtung von entsprechenden Kleinformen in kleinen Bächen nachgeprüft, unterbaut und korrigiert. (Mitt. der Österr. Geogr. Ges. 102, Wien 1960, S. 41—51.)

In seiner Untersuchung „*La dépression de Jiblea. Caractères géomorphologiques*“ berücksichtigt L. BALDEA im Rahmen einer kartographischen Darstellung der aktuellen Formungsvorgänge insbesondere die starke Bergrutsch- und Hochwasserwirkung. (Probl. de Geogr. Acad. Republ. Romine, Inst. de Geol. și Geogr., VII, Bukarest 1960, S. 131—144; rum. mit russ. und franz. rés.)

Eine ganz ähnliche Fragestellung haben die „*Observations sur le microrelief du bassin de la vallée de Comlod*“, die M. CĂLINESCU, ebenfalls mit interessanter Kartenskizze der Hang- und Talformen, veröffentlicht. (a. a. O. S. 159—166; rum. mit russ. und franz. rés.)

H. M.

„*Die Rutschungsgebiete am Výchon bei Židlochovice*“ hat E. QUITT untersucht: Die zahlreichen (meist flächenhaften) Rutschungen dort sind Gleitungen längs steilgestellter Schichten bei Störung des Gleichgewichts durch häufige Niederschläge und Durchfeuchtung der hangenden Schichten. Bevorzugt werden Hänge mit einem Neigungswinkel von 17—23° und mit wenig Lößbedeckung. (Geogr. Čas. XII, 3, Bratislava 1960, S. 189—197; slovak. mit russ. und deutsch. Zus.)

M. PARDÉ berichtet über „*Les crues causées par le cyclone 'Diane' en août 1955, aux États Unis*“. Sie waren deshalb besonders groß, weil zwei Zyklone unmittelbar aufeinander gefolgt waren. (Ann. de Géogr. Nr. 371, 1960, S. 83—86.) — Im gleichen Heft stellt PARDÉ auch (S. 86—88) die „*Crues récentes formidables au Texas*“ in den letzten Jahrzehnten mit ihren riesenhaften Abflußmengen Sekunde zusammen. Für die Beurteilung morphologischer Wirkungen in den semiariden Gebieten sehr wichtig! H. M.

M. ŠIFRER und M. ŽAGAR untersuchen die (im ganzen beschränkten) „*Geographical Effects of the Showers in the Eastern Central Slovenia*“. Dort fielen am 21. Juni 1959 innerhalb einer Stunde stellenweise bis über 80 mm Niederschlag. Eindrucksvoll war die Auslösung großer Erdrutsche, wobei zwei Typen unterschieden werden konnten. Interessante Fotos. (Geogr. Vestnik XXXII, Ljubljana 1960, S. 235—246; sloven. mit franz. rés.) H. M.

M. I. IVERONOVA macht auf Grund der Beobachtungen einer Hochgebirgsstation in den Jahren 1955, 1956 und 1957 im Becken des Flusses Tschon-Ksyl-Su wichtige Angaben über „*Surface run-off of rain and snow-melt waters on the mountain slopes of the Terskei Ala-Tau Range*“ (Tien-Schan), desgleichen über Bodenfeuchtigkeit und Gefriervorgänge. Nach Schilderung der Meßmethoden legt die Verfasserin an Hand von Tabellen dar, daß auf Wiesen- und Steppenhängen von rund 30° Neigung der Regenwasserabfluß außerordentlich gering ist (Abflußkoeffizient nicht über 1 %), weil sehr viel versickert und auch verdunstet. Der Abfluß von Schneeschmelzwasser im Nachwinter — auf gefrorenem Boden — ist ungleich größer; der Abflußkoeffizient dabei beträgt fast 25 %. (Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachr. d. Akad. d. Wiss. d. UdSSR, Geogr. Ser. 1960, 4, S. 93—98; russ.) H. M.



„Die Steppen-Schälchen zwischen den Flüssen Lom und Ogosta und ihre mögliche Entwicklung bei Bewässerung“ behandelt M. MINKOV. Es sind das runde Hohlformen mit einem Durchmesser bis fast 200 m im mächtigen Löß nahe der Donau. Sie entstehen durch allmähliche Sackung durch die Wirkung des Boden- und Grundwassers. (Bull. of the Inst. of Geol., Bulg. Acad. of Sc., VIII, Sofia 1960, S. 105—131; bulg. mit deutsch. Zus.)

Kleine Erdhügel auf Wiesen, entfernt ähnlich unseren Buckelwiesen in den Alpen, hatte Frau DYLIKOWA (1956) durch Kongelifluktion erklärt. T. GERLACH führt diese Formen in seinem „Report on the Origin of Small Earth Hillocks on the Hala Długa in the Gorce Range“ (Karpaten) darauf zurück, daß das Wurzelwerk gestürzter Bäume die Erde auf den benachbarten intakten Boden fallen läßt. Profile und Fotos. (Przegląd Geogr. XXXII, 1960, 1—2, S. 85—95; poln. mit russ. und engl. abstr.) H. M.

Eine sehr inhaltreiche und eingehende Darstellung der „Features and Formations of the Great Kawir and Masileh“ in Zentral-Iran liefert H. BOBEK unter Beigabe zahlreicher ausgezeichneter Fotos, besonders auch von Luftbildern. Er ergänzt damit einen vorangegangenen Bericht über seine Persien-Forschungen (vgl. den Hinweis oben 1960, S. 190). Über die regionale Bedeutung hinaus ist die Arbeit wichtig für Vergleiche mit anderen Wüsten der Erde. (Arid Zone research Centre, Univ. of Teheran, 2, 1960, 63 S.; engl.) H. M.

Recht ausführlich behandelt K. v. BÜLOW die „Abrasion“. Er unterstellt dabei offensichtlich, daß die Ausführungen MAULLS vom Jahre 1958 ungefähr den Stand der geomorphologischen Kenntnis dieses Problems spiegeln. In Wirklichkeit wissen wir jedoch sehr viel mehr darüber, als v. BÜLOW vermutet. (Geologie 1960, 5, S. 471—481.) H. M.

Wichtige Küstenstudien haben A. SCHOU (*The Coastline of Djursland*) und S. CHRISTIANSEN (*Wave-Power and the Djursland Coast*) durchgeführt. (Geogr. Tidskr. 59 København 59, 1960, S. 10—27 und 28—32; engl.) H. M.

Über „Küstenstudien auf Hiddensee“ (bei Rügen) berichtet J. F. GELLERT. In der ersten der beiden Veröffentlichungen (1959) wird der „Strand“ unter den verschiedensten Gesichtspunkten, besonders Zuwachs und Abtrag und Geröllreichtum, erörtert, während die zweite Veröffentlichung (1960) die „Geologische Struktur und Oberflächengestalt des Dornbusch und seines Steilufers“ behandelt. In beiden Arbeiten wird ein reiches Beobachtungsmaterial ausgebreitet, das auch für den Vergleich mit anderen Flachlandküsten wichtig sein dürfte. (Wiss. Zeitschr. d. Päd. Hochsch. Potsdam, Math.-Nat. Reihe, 4, 2, Potsdam 1959, S. 207—227, und 5, 2, Potsdam 1960, S. 129—156.) H. M.

Der Frage der Küstensenkung bzw. der Änderung des mittleren Wasserstandes an der deutschen und niederländischen Nordseeküste und der deutschen Ostseeküste ist der Jahrgang 8 (1960) der Zeitschrift „Die Küste“ mit Aufsätzen von DITTMER, BANTELAMANN, GRONWOLD, HORN, SCHIJF, KÖSTER vorwiegend gewidmet.

„The terminology of the geo-aeolian environment especially in relation to Danish landscapes“, d. h. eine (sehr eingehende) Klassifikation der Windaufbau- und der Winderosionsformen, aufgebaut auf drei Grundprinzipien (dynamisch, sedimentär, geometrisch) gibt H. KUHLMANN. (Geogr. Tidskr. 59, København 1960, S. 70—88; engl.) H. M.

„Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser“ bringt G. LÜTTIG neues Datierungsmaterial bei, das die Vermutung einer Dreiteilung bestätigt. (Eiszeitalter und Gegenwart 11, 1960, S. 39—50.)

Einen vielseitigen und ausblickreichen „Tentative d'évaluation du travail de l'érosion sur les massifs montagneux qui dominent la plaine du Pô“ macht P. GABERT. Die Berechnungen betreffen insbesondere die Pliozän- und die Quartärzeit. (Rev. de Géogr. Alp. 1960, 4, S. 593 bis 605.) H. M.

Entgegen V. ČEPULYTĖ, die die Existenz echter Endmoränen in Litauen bestreitet und alle derartigen Ablagerungen auf Toteis zurückführt, ist A. BASALYKAS „Zur Frage der Entwicklung der Oberflächengestaltung Litauens“ in Übereinstimmung mit der Mehrzahl der Forscher

der Ansicht, daß Endmoränen usw. doch in allererster Linie bestimmend für das Hügelrelief sind. An Hand einer glazialmorphologischen Karte 1 : 1 Million wird das Hin und Her der Eisrandlagen sehr eingehend, m. E. fast zu eingehend dargelegt. (Moksliniai Pranešimai — Wissenschaftl. Berichte IX des Geol. und Geogr. Inst. d. Lit. Akad. d. Wiss., Vilnius 1959, S. 57—86; lit. mit ausführlicher russ. und deutsch. Zus.) H. M.

Die Haupthebung der Karpaten als Gebirge erfolgte nach D. ANDRUSOV im Pliozän und Quartär. *Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten*. Geol. Rundschau 50, 1960, S. 404—415; mit franz., engl. und russ. Zus. am Schluß des Bandes.)

Eine sorgfältige Darstellung und Gliederung der (pleistozänen) Elbterrassen in der Tschechoslowakei nimmt B. BALATKA vor: „*Longitudinal section and notes on the genesis of lower situated and valley terraces on the middle course of the Labe*“. (Sborn. Zeměp. Českosl. Spol. — Journ. of the Czechosl. Geogr. Soc. 1961, 1, S. 6—22; tschech. mit engl. summ.) H. M.

Über „*Eine im Terrain und im Laboratorium durchgeführte petrographisch-technologische Untersuchung der Kiessande und der Sande der Gran (Hron) und der ihrer Zuflüsse*“ nach den von der westlichen Forschung erarbeiteten Methoden berichtet E. HORNIS. (Geogr. Čas. XIII, 1, Bratislava 1961, S. 3—53; slovak. mit russ. und deutsch. Zus.)

Einen „*Essai de géomorphologie de la Plaine du Bas Danube aux environs de Vidin*“ geben H. MARUSZCZAK und K. MISZEW. Auf die Gliederung der sechs Donauterrassen und die sonstige Entwicklung des Reliefs (u. a. tektonisch bedingte Zerschneidung an der Wende Tertiär/Pleistozän mit neun weiteren Formungs-Etappen wird besonderer Wert gelegt. (Ann. Univ. Lublin, B, XIII [1958], 1960, S. 1—61; poln. mit ausführlichem russ. und franz. Rés.) H. M.

„*Le liman maritime de-Tatlageac (Observations géomorphologiques)*“ hat I. RĂDULESCU untersucht. Er kommt u. a. zu dem Schluß, daß der Spiegel des Schwarzen Meeres sich in historischer Zeit nicht verändert habe. (Probl. de Geogr. Acad. Republ. Roumîne, Inst. de Geol. și Geogr. VII, Bukarest 1960, S. 83—97; rum. mit russ. und franz. rés.)

Auch der Band VIII (Bukarest 1960) der Probleme de Geografie, Acad. Republ. Roumîne, Inst. de Geol. și Geogr., enthält wieder eine größere Zahl geomorphologischer Arbeiten (alle rumän. mit russ. und franz. Rés.), und zwar außer den hier einzeln angeführten Arbeiten von L. BALDEA und von M. CĂLINESCU:

P. COTET (S. 53—81), *Évolution morpho-hydrographique du delta du Danube (Synthèse des études existantes et nouvelle interprétation)*, die holzäne Entwicklung betreffend.

G. NICULESCU (S. 109—130), *La haute plaine piedmontane du Cricovul Dulce (Observations géomorphologiques)*.

V. MICALEVICH-VELCEA (S. 225—232), *Observations de morphologie structurale*.

H. GRUMĂZESCU (S. 233—240), *Formes de relief karstique dans les massifs salins de la dépression subcarpatique „între Rimnice“*.

I. BERINDEI (S. 241—248), *Quelques observations sur certaines formes périglaciaires de la partie Ouest de la dépression de Huedin*.

P. GIȘTESCU (S. 249—253), *Considérations morphogénétiques sur les limans du cours de la Ialomita*.

M. ALEXANDRU (S. 255—257), *Phénomènes karstiques dans les tufs calcaires de la dépression de Borsec*.

Eine zusammenfassende Darstellung der „*Morphostructure and neotectonics of the Siberian Platform*“, d. h. des Mittelsibirischen Berglandes, gibt S. S. KORZHUEV. Aus der sehr komplizierten Entwicklungsgeschichte werden fünf große Epochen der Denudation (die proterozoische, postkambrische, postjurassische, känozoische und heutige) herausgearbeitet, die sich alle noch im heutigen Relief spiegeln. Der Zusammenhang zwischen geologischem Bau (Struktur) und dem (Denudations-) Relief ist sehr eng. Schicht- und vulkanische Plateaus, z. T. stark verschnitten, und am Rande echte Schichtstufenlandschaften bestimmen das Stufen-, Stockwerk- und Tafelberg-Relief. Das Kärtchen Fig. 4 gibt die morphostrukturellen Hauptelemente des Reliefs des Mittelsibirischen Berglandes. (Известия Академии Наук СССР, серия географическая — Nachr. d. Akad. d. Wiss. d. UdSSR, Geogr. Ser. 1960, 4, S. 11—23; russ.) H. M.

V. I. ORLOV behandelt „*Origin and morphology of West-Siberian lake depressions*“ und macht dabei Angaben über die Mächtigkeit der quartären Ablagerungen (250 m) und die Reichweite der Haupt- (Irtisch-) Vereisung. Die Seenkessel teilt er in acht Gruppen verschiedener Entstehung ein und stellt ihre Verbreitung auf zwei sich ergänzenden Kärtchen dar. (Известия Всесоюзного Географического Общества – Nachr. der Geogr. Ges. der Gesamtunion 1960, 3, S. 227–234; russ. mit engl. Titel.)

E. Y. RANTSMAN behandelt „*Geomorphological problems of the Garm district with reference to its seismic activity*“. Er zeigt u. a., daß im Pamir Alai zum Teil gerade holozäne Hebungen mit besonderer Intensität vor sich gehen. (Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachr. d. Akad. d. Wiss. d. UdSSR, Geogr. Ser., 1960, 5, S. 82–87.)

Einen auch geomorphologisch durchaus wichtigen Überblick über „*Die geotektonischen Elemente im Aufbau Chinas*“ gibt T. K. HUANG. Karten und Kartenskizzen sind beigegeben. (Geol. 9, 1960, 7, S. 715–733, und 8, S. 841–867.) H. M.

„*Observations morphologiques dans le Sahel du Niger*“, einem Übergangsgebiet zwischen Sahara und Sudan, haben J. DRESCH und G. ROUGERIE durchgeführt. Morphologisch wichtig sind vier Landoberflächen und das Auftreten von Klimaschwankungen zwischen humid und trocken seit dem Ende des Tertiärs. (Rev. de Géomorph. Dyn. 1960, S. 49–58; engl. abstr.) H. M.

„*Submarine Valleys in Lake Superior*“, die in jüngster Zeit entdeckt worden sind, führt W. T. LAIDLAY auf die ausfurchende Tätigkeit des Eises längs tektonischer Schwächelinien zurück. (Geogr. Rev. 1961, S. 277–283.)

„*Problèmes morphologiques du Mato Grosso central*“ behandelt J. DEMANGEOT unter Beigabe von Figuren und Fotos und einer morphologischen Kartenskizze im Maßstab 1 : 3 000 000. Besonderer Wert wird auf die Entwicklungsgeschichte des Gebiets und auf die Klärung des Charakters der verschiedenen Plateaus (Abtragungsebenen) gelegt. (Rev. de Géogr. Alp. 1961, 1, S. 143–166.)

In der Arbeit „*Relief of some of the valleys of Weddel Jarlsberg Land*“ untersucht ST. SZCZEPANKIEWICZ, einer der Teilnehmer der polnischen Spitzbergen-Unternehmungen, einige Täler nördlich des Hornsundes und unterscheidet sie nach Alter, Bildungsbedingungen, Größe, Erhaltungszustand und heutigen formenden Kräften. Bemerkenswert ist u. a. das (nicht gesteinsbedingte) unregelmäßige Längsprofil der Täler. (Czasop. Geogr. XXXI, 4, 1960, S. 357–374; poln. mit engl. summ.) H. M.



*Manuskripte:* Abhandlungen, Berichte und Mitteilungen in deutscher, englischer, oder französischer Sprache werden mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als 1 1/2zeilig geschrieben in völlig druckfertigem Zustande an einen der Herausgeber.

Prof. Dr. H. MORTENSEN, Göttingen/Deutschland, Herzberger Landstraße 2,

Prof. Dr. J. P. BAKKER, Amsterdam/Nederland, Mauritskade 63,

Prof. Dr. A. CAILLEUX, St. Maur/France, Avenue de la Tremouille 9,

Prof. Dr. D. L. LINTON, Sheffield/England, Departement of Geography,

Prof. Dr. N. NIELSEN, København/Danmark, Studiestræde 6,

Prof. Dr. R. J. RUSSELL, Baton Rouge/USA, Louisiana State University,

Prof. Dr. H. SPREITZER, Wien/Österreich, Karmeliterhofgasse 2,

Prof. Dr. F. E. ZEUNER, London/England, NW 1, Institut of Archaeology

oder direkt an die Schriftleitung erbeten. Sie werden in der Originalsprache veröffentlicht. Jeder Arbeit ist am Schluß eine kurze Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse anzufügen.

*Korrekturen* im Text sind auf das unbedingt Notwendige zu beschränken. Wesentliche Änderungen gegenüber dem Manuskript bedürfen der Zustimmung der Schriftleitung. Bildbeilagen, Textfiguren und Karten müssen völlig reproduktionsfähig geliefert werden. Nachträgliche Korrekturen daran sind ausgeschlossen.

Für den Inhalt der Beiträge sind die Verfasser selbst verantwortlich.

*Rezensionsexemplare* werden direkt an die Schriftleitung erbeten.

*Sonderdrucke:* Auf Wunsch werden bis zu 100 Sonderdrucke kostenlos geliefert; eine höhere Anzahl wird berechnet. Die Bestellung muß spätestens bei Rücksendung der Fahnenkorrektur erfolgen.

*Manuscripts:* Treatises and communications in English, German or French type-written on one side of the paper only and with a line space of at least one and a half line, completely fit to print, should be sent to one of the editors (see at the top) or to the editorial staff. They will be published in the original version. Each composition should be followed by a concise synopsis containing the most important results.

*Corrections* in the wording should be confined to those which are absolutely necessary. Essential alterations in the manuscript are subject to the approval by the editorial staff.

Illustrations, text figures and maps must be supplied fully fit for reproduction.

Subsequent corrections thereof will not be accepted.

The writers themselves are responsible for the contents of the articles.

*Press copies* should be sent directly to the editorial staff.

*Special prints:* On request up to 100 reprints will be furnished free of charge. A charge will be raised for a larger supply. The order must be placed at the latest on returning the slip-proof.

*Manuscrits:* Dissertations, exposés et communications en français, allemand ou anglais sont à adresser dactylographiés d'un côté et dans un interligne d'au moins de 1 1/2 lignes complètement bon à tirer à un des éditeurs (voyez les noms ci-dessus, s.v.p.) ou directement à la rédaction. Ils sont publiés dans la langue originale. A la fin des articles, c'est à ajouter un résumé comprimé des résultats importants.

*Corrections* du texte nous prions de restreindre à un minimum. Modifications essentielles envers le manuscrit demandent l'agrément de la rédaction.

Illustrations annexées, figures de texte et cartes géographiques doivent être envoyées tout à fait reproductibles.

Évitez strictement des corrections ultérieures. Les auteurs mêmes sont responsables du contenu des articles.

*Exemplaires de publicité* sont à expédier directement à la rédaction.

*Tirages à part:* Sur demande tirages à part jusqu'à un nombre de 100 exemplaires sont livrés sans frais; une quantité plus grande est calculée. La commande doit être remise au plus tard au renvoi de la correction des placards.

HERAUSGEGEBEN VON **H. MORTENSEN, GÖTTINGEN** IN GEMEINSCHAFT MIT  
J. P. BAKKER, AMSTERDAM / A. CAILLEUX, PARIS / D. LINTON, SHEFFIELD  
N. NIELSEN, KØBENHAVN / R. J. RUSSELL, BATON ROUGE / H. SPREITZER, WIEN  
F. E. ZEUNER, LONDON

**Supplementband 1**

**Contributions internationales  
à la Morphologie des versants**

**Internationale Beiträge zur Hang- und Wandformung  
International Contributions to the morphology of slopes**

Deuxième Rapport de la Commission  
pour l'étude de l'Evolution des versants  
préparé pour  
le XIX Congrès international de Géographie, Norden  
par

**P. BIROT** Paris et **P. MACAR**, Liège

Présidents de la Commission pour l'étude des versants de l'Union Géographie Internationale

*Mitarbeiter dieses Bandes:* Prof. BAKKER/Niederlande; Prof. DE BÉTHUNE, J. MAMMERICKX/Belgien; Prof. BIROT/Frankreich; Prof. DERRUAU, L. BOUT, A. FEL/Frankreich; Y. GUILLIEN/Frankreich; Dr. HAGEDORN/Deutschland; Prof. HÖVERMANN/Deutschland; Dr. HOPKINS/USA; Prof. JAHN, DUMANOWSKI, Dr. ZORIN/Poland; Prof. KNETSCH/Deutschland, Prof. MACAR, FOURNEAU, LAMBERT, PIRLET, PISSART/Belgien; Prof. MALAURIE/Frankreich; Prof. MORTENSEN/Deutschland; Dr. RAPP/Schweden; Prof. ROUGERIE/Frankreich; Dr. SAVIGEAR/Great Britain; Dr. SEKYRA/CSR.; Prof. SPREITZER/Österreich; Prof. TRICART/Frankreich; Dr. WAHRHAFTIG/USA

SCHRIFTFÜHRUNG HANNA BREMER, GÖTTINGEN

Groß-Oktav VIII, 240 Seiten mit 70 Abbildungen, 12 Tafeln und 1 farbigen Tafel.  
Kart. DM 45,—; für Bezieher der Zeitschrift DM 36,—

---

GEBRÜDER BORNTRAEGER · BERLIN-NIKOLASSEE



**Zeitschrift für Geomorphologie**  
**Annals of Geomorphology**      **Annales de Géomorphologie**

HERAUSGEGEBEN VON **H. MORTENSEN, GÖTTINGEN** IN GEMEINSCHAFT MIT  
**J. P. BAKKER, AMSTERDAM** / **A. CAILLEUX, PARIS** / **D. LINTON, SHEFFIELD**  
**N. NIELSEN, KØBENHAVN** / **R. J. RUSSELL, BATON ROUGE** / **H. SPREITZER, WIEN**  
**F. E. ZEUNER, LONDON**

**Supplementband 2**

# **Internationale Beiträge zur Karstmorphologie**

**Contributions internationales aux phénomènes du karst**  
**International contributions to Karst Phenomena**

Second Rapport of the Commission on

**Karst Phenomena**

prepared for the  
XIX International Geographical Congress, Norden  
by

**H. LEHMANN, FRANKFURT/M**

Chairman of the Commission on Karst Phenomena in the IGU

Mit einer Probekarte aus dem „Internationalen Karst-Atlas“

*Mitarbeiter dieses Bandes:* Prof. BÖGLI/Schweiz; Dr. CORBEL/Frankreich; Prof. DERRUAU/Frankreich; Dr. GERSTENHAUER/Deutschland; Prof. LEHMANN/Deutschland; Dr. SUNARTADIRDA/Indonesien; Prof. SWEETING/England; Dr. WARWICK/England; Prof. MORANDINI/Italien; Dr. ZÖTL/Österreich.

SCHRIFTLEITUNG HANNA BREMER, GÖTTINGEN

Groß-Oktav IV, 108 Seiten mit 33 Figuren, 34 Bildern, davon 24 auf Kunstdrucktafeln  
und 1 farbigen Karte. Kart. DM 30,—; für Bezieher der Zeitschrift DM 24,—

---

**GEBRÜDER BORNTRAEGER · BERLIN-NIKOLASSEE**



**Zeitschrift für Geomorphologie**  
**Annals of Geomorphology**                      **Annales de Géomorphologie**

HERAUSGEGEBEN VON **H. MORTENSEN, GÖTTINGEN** IN GEMEINSCHAFT MIT  
**J. P. BAKKER, AMSTERDAM** / **A. CAILLEUX, PARIS** / **D. LINTON, SHEFFIELD**  
**N. NIELSEN, KØBENHAVN** / **R. J. RUSSELL, BATON ROUGE** / **H. SPREITZER, WIEN**  
**F. E. ZEUNER, LONDON**

Supplement Vol. 3

**Pacific Island Terraces:  
Eustatic ?**

A Symposium organized by  
**Richard J. Russell, Baton Rouge**  
Louisiana State University

*Contents*

- Prof. R. J. RUSSELL: Editorial comment  
Dr. H. T. STEARNS: Eustatic shorelines on Pacific Islands (with 1 figure)  
Prof. K. O. EMERY: Submerged Marine Terraces and their Sediments (with 10 figures)  
Prof. F. P. SHEPARD: Sea Level Rise during the Past 20 000 Years (with 1 figure)  
Dr. H. A. POWERS: The emerged shoreline at 2—3 meters in the Aleutian Islands  
Prof. W. G. MCINTIRE: Mauritius: River-mouth Terraces and Present Eustatic Sea Stand  
(with 9 figures)  
Prof. S. P. CHATTERJEE: Fluctuations of Sea level around the coasts of India during the  
Quaternary Period (with 4 photos and 1 map)  
Dr. F. H. BAUER: Chronic Problems of Terraces Study in Southern Australia (with 7 figures)  
Mr. E. D. GILL: Changes in the Level of the Sea Relative to the Land in Australia during  
the Quaternary Era  
Prof. J. N. JENNINGS: Sea Level Changes in King Island, Bass Strait (with 1 figure)  
Dr. T. NAKANO: Stands of Sea Level in the Kwanto Basin Region in Central Japan  
Prof. N. D. NEWELL: Recent Terraces of Tropical Limestone Shores (with 12 figures)

8° IV, 108 pages, 45 figures, 10 on art paper, 1 map

Price per copy (postage included) . . . . . \$ 8.25

Price for subscriber of the "Annals of Geomorphology" (postage included) \$ 6.75

Payment may be made by ordinary check or by international money order

---

GEBRÜDER BORNTRAEGER • BERLIN-NIKOLASSE